

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

A SEDIMENTAÇÃO NEOPROTEROZÓICA NA BACIA DO
ITAJAÍ, LESTE DE SANTA CATARINA: PALEOAMBIENTES,
COMPOSIÇÃO E DIAGÊNESE DE ARENITOS

CURITIBA
2014

MICHEL SILVA COSTA

A SEDIMENTAÇÃO NEOPROTEROZÓICA NA BACIA DO
ITAJAÍ, LESTE DE SANTA CATARINA: PALEOAMBIENTES,
COMPOSIÇÃO E DIAGÊNESE DE ARENITOS

Dissertação de mestrado apresentada ao Curso de Pós-Graduação em Geologia Exploratória, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, como requisito à obtenção do título de Mestre em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Marivaldo dos Santos Nascimento

CURITIBA
2014

TERMO DE APROVAÇÃO

MICHEL SILVA COSTA

“A sedimentação neoproterozóica na bacia foreland de Itajaí, leste de Santa Catarina: paleoambientes, composição e diagênese de arenitos.”

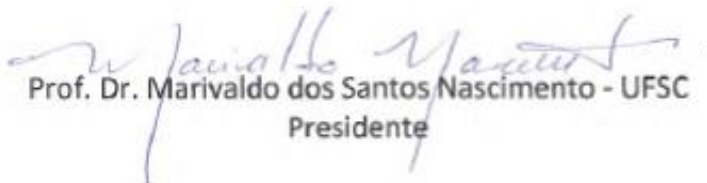
Dissertação de Mestrado aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre no Programa de Pós-Graduação em Geologia, área de concentração em Geologia Ambiental, da Universidade Federal do Paraná. Comissão formada por:



Prof. Dr. Mário Luis Assine - UNESP



Prof. Dr. Almério Barros França - UFPR



Prof. Dr. Marivaldo dos Santos Nascimento - UFSC
Presidente

Curitiba, 21 de agosto de 2014.

AGRADECIMENTOS

Esta dissertação de mestrado não teria sido realizada sem pessoas que me ajudaram direta e indiretamente, ou que de alguma forma me apoiaram neste trabalho, cabendo exprimir aqui minha gratidão a todos estes, em especial:

- ❖ À Universidade Federal do Paraná e o Programa de Pós-Graduação em Geologia do Setor de Ciências da Terra, pelo apoio institucional, disponibilização de laboratórios e pessoas qualificadas, que se tornaram imprescindíveis e vital para realização deste trabalho.
- ❖ À Universidade Federal de Santa Catarina que, da mesma forma que a UFPR, apoiou com laboratórios de petrografia e MEV, e se tornou parte de um lar para mim, no tempo em que pude permanecer sob sua guarda.
- ❖ Ao professor Marivaldo dos Santos Nascimento pelo apoio profissional e pessoal, discussões e conselhos acadêmicos, seu tempo disponibilizado para o bom andamento deste trabalho, sempre disposto a fazer a geologia e ciência com verdadeira dedicação. Meus sinceros agradecimentos.
- ❖ Ao Professor Leonardo Cury, que me ajudou desde o começo deste trabalho, com orientações, incentivo e apoio.
- ❖ Aos professores da UFPR, que disponibilizaram seu conhecimento, dentro e fora de sala de aula.
- ❖ À CAPES pela bolsa de mestrado sem a qual não teria sido possível a realização deste trabalho.
- ❖ Ao Professor Mauro Salgado Monastier e ao técnico Adilson Antônio Dalagassa pela confecção das lâminas delgadas de ótima qualidade para realização desta pesquisa.
- ❖ À Juliana e os demais estudantes da Universidade Federal de Santa Catarina que me acompanharam durante trabalhos de campo.
- ❖ Aos meus avós, que sempre se preocuparam comigo e me ajudaram todos estes anos, sem importar a distância e o tempo.
- ❖ Ao colega *phoenix*, que não está mais aqui, mas que deixa saudades.

Muito obrigado a todos!

RESUMO

A relação entre mudanças do nível de base e o suprimento sedimentar controla o grau com que o espaço de acomodação é consumido pela sedimentação. Isto define os estágios de preenchimento sedimentar de uma bacia de ante-país e, portanto, é o principal controle do padrão de empilhamento estratigráfico. A integração de dados faciológicos, estratigráficos e petrográficos de sucessões sedimentares siliciclásticas neoproterozóicas da Bacia do Itajaí – uma bacia de ante-país - revela tendências deposicionais e estratigráficas emergentes dos diferentes estágios de evolução desta bacia. Os ambientes de sedimentação investigados se desenvolveram em condições bacinais que vão desde contexto continental, transicional-marinho raso, a marinho profundo. As relações laterais e verticais destes ambientes configuram uma arquitetura estratigráfica individualizada na forma de três tratos deposicionais (TD): *TD-I* – sistema deposicional de águas profundas, *TD-II* – sistema deposicional transicional-marinho raso, e *TD-III* – sistema deposicional continental. O TD-I registra a sedimentação inicial da bacia (*undefilled*) que envolve depósitos de leques submarinos canalizados e não canalizados. Os tratos TD-II e TD-III, respectivamente, envolvem ambientes deltaicos, marinho raso, fluvial entrelaçado e leques aluviais, correspondentes às fases de sedimentação intermediária e final (*filled* e *overfilled*). O arcabouço estratigráfico desenvolvido neste contexto e a composição mineral dos arenitos atestam que a tectônica foi o principal controle aloenético na sedimentação e, conseqüentemente, nas características e distribuição das fácies sedimentares no espaço e no tempo. A disposição espacial das sucessões turbidíticas, os padrões de paleocorrentes e os dados modais dos arenitos do TD-I indicam aporte sedimentar de noroeste para sudeste, proveniente de blocos continentais, com contribuição do Complexo Granulítico de Santa Catarina. Por outro lado, os padrões de paleocorrentes e a composição modal dos arenitos dos tratos TD-II e TD-III indicam transporte de sudeste para noroeste, que envolvem fontes do Complexo Metamórfico Brusque. Os estágios da eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese são representados por uma assembleia de minerais e feições relacionadas que inclui caulinita, illita, clorita, esmectita, dickita, carbonato, quartzo e feldspato autigênicos, óxido de ferro, faturamento e esmagamento de grãos. A sequência das transformações diagenéticas foi avaliada segundo as variações faciológicas e mostram-se controladas pelos processos deposicionais. As fontes detríticas são atribuídas a unidades estratigráficas que ocorrem nos domínios tectônicos envolvidos na história evolutiva do sistema de ante-país onde se desenvolveu a Bacia do Itajaí, durante os estágios finais da Orogenia Brasileira que culminou com a consolidação do *Gondwana* Ocidental.

Palavras-Chave: Bacia do Itajaí; Sistemas deposicionais; Tratos deposicionais; Petrografia de arenitos.

ABSTRACT

The relation between sea level changes and sedimentary supply controls the rate which the accommodation space is consumed by sedimentation. It defines the stages of sedimentary fill of a foreland basin and, therefore, it's the main control of the stratigraphic stacking pattern. The integration of faciological, stratigraphic and petrological data of neoproterozoic siliciclastic sedimentary successions of Itajaí Basin - a foreland basin - that reveals depositional and stratigraphical trends emergent from different stages of evolution in this basin. The sedimentation was developed in basinal conditions described as continental and transitional-shallow marine to deep marine environments. Lateral and vertical relation of these environments configures a stratigraphic architecture individualized in the form of three depositional tracts (DT): DT-I - deep water depositional tract, DT-II - transitional-shallow marine depositional tract, and DT-III - continental depositional tract. The DT-I record the initial sedimentation of basin (underfilled) that involves canalized and non-canalized submarine fan deposits. The DT-II and DT-III tracts involve deltaic to shallow marine and alluvial fans to fluvial braided environments respectively, corresponding to the intermediary and final sedimentation stages (filled and overfilled). The stratigraphic framework developed in this context and the mineral composition of the sandstones attest that tectonics was the main allogenic control on sedimentation and, consequently, in the characteristic and distribution of the sedimentary facies in the space and time. The disposition of turbiditic successions, the paleocurrent patterns and the modal data of sandstones of DT-I indicates sedimentary supply from northwest to southeast, with provenance from continental blocks, with contribution from Santa Catarina Granulitic Complex. By other side, the paleocurrent pattern and the modal composition of sandstones of the tracts DT-II and DT-III indicates transport from southeast to northwest, involving sources from Brusque Metamorphic Complex. The eodiagenesis, mesodiagenesis and telodiagenesis stages are represented by mineral assemblages and features related that include kaolinite, illite, chlorite, smectite, dickite, carbonate, authigenic quartz and feldspar, iron oxide and fracturing and crush of grains. The sequence of diagenetic transformations was evaluated by the faciological variations and show itself controlled by the depositional processes. The detrital sources were attributed to stratigraphical units that occur in the tectonic domains involved on the evolutionary history of the foreland system where was developed the Itajaí Basin, during the late stages of the Brazilian Orogeny that culminate with the consolidation of the Western Gondwana.

Key-words: Itajaí Basin; Depositional systems; Depositional tracts; Sandstone petrography.

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1. Mapa geológico com as unidades geotectônicas e da Bacia do Itajaí na porção Meridional da Província Mantiqueira. A) As grandes unidades geotectônicas do Brasil; B) Contexto geológico da Bacia do Itajaí.....	14
FIGURA 2. A) Localização do Estado de Santa Catarina com a localização da área no Vale do Rio Itajaí; B) Imagem com a localização dos afloramentos descritos, vias de acesso e cidades no Vale do Rio Itajaí.....	15
FIGURA 3. Ilustração paleogeográfica do Supercontinente Gondwana ocidental, com a contextualização da Bacia do Itajaí na Província Mantiqueira localizada entre os crátons Rio de La Plata e Congo.....	19
FIGURA 4. Mapa geológico com localização da Bacia de Itajaí e pontos de afloramentos entre o Complexo Granulítico Santa Catarina e Complexo Brusque.....	23
FIGURA 5. Bloco diagrama dos compartimentos tectônicos relacionados à evolução da Bacia de Itajaí.....	24
FIGURA 6. Sistema de Bacia de ante-país (<i>foreland</i>), com destaque para suas quatro zonas deposicionais.....	29
FIGURA 7. Perfis estratigráficos e associações de litofácies do Grupo Itajaí.....	35
FIGURA 8. Imagens dos depósitos de depósitos turbidíticos confinados.....	37
FIGURA 9. Imagens panorâmicas e arquitetura dos depósitos turbidíticos confinados.....	38
FIGURA 10. Imagens das litofácies de lobos turbidíticos frontais não confinados....	40
FIGURA 11. Imagens das litofácies de lobos turbidíticos distais não confinados.....	42
FIGURA 12. Imagens das litofácies de frente deltaica-prodelta.....	45
FIGURA 13. Imagens das litofácies de planície deltaica entrelaçada.....	47
FIGURA 14. Imagens das litofácies de canais fluviais entrelaçados.....	49
FIGURA 15. Imagens das litofácies de leques aluviais.....	51
FIGURA 16. Bloco diagrama dos sistemas deposicionais do Grupo Itajaí.....	54
FIGURA 17. Processos deposicionais e fácies resultantes dos depósitos turbidíticos.....	57

FIGURA 18. Visão panorâmica dos depósitos de planície deltaica entrelaçada, frente deltaica e prodelta.....	59
FIGURA 19. Ilustração diagramática do arcabouço esatratigráfico de uma bacia de ante-país.....	62
FIGURA 20. Relação estratigráfica entre os tratos deposicionais do Grupo Itajaí.....	63
FIGURA 21. Vista panorâmica dos lobos turbidíticos distais.....	65
FIGURA 22. Dobra tectônicas em arenitos finos e pelitos dos depósitos de prodelta do Grupo Itajaí.....	66
FIGURA 23. Composição modal dos arenitos do Grupo Itajaí nos diagramas de Folk e Pettijohn.....	68
FIGURA 24. Fotomicrografias (polarizadores cruzados) dos arenitos do sistema turbidítico.....	72
FIGURA 25. Fotomicrografias (MEV) e ópticas (PX) dos constituintes diagenéticos dos arenitos do sistema deposicional turbidítico da Bacia do Itajaí.....	74
FIGURA 26. Fotomicrografias ópticas (PX) e MEV de estruturas diagenéticas dos arenitos do sistema deposicional turbidítico.....	75
FIGURA 27. Fotomicrografias (MEV) e ópticas (PX) do arcabouço mineralógico dos arenitos do sistema transicional.....	77
FIGURA 28. Fotomicrografias (MEV) e ópticas (PX) do arcabouço e minerais diagenéticos dos arenitos de sistemas aluviais e fluviais.....	80
FIGURA 29. Fotomicrografias do arcabouço dos arenitos do ambiente fluvial e aluvial.....	81
FIGURA 30. Composição modal dos arenitos do Grupo Itajaí plotados nos diagramas de Dickinson (1985) e Weltje (2006).	83
FIGURA 31. Gráfico ilustrando a evolução da proporção dos grãos do arcabouço em função do transporte, que afeta a maturidade mineral.....	85
FIGURA 32. Gráfico com associações de litofácies relacionadas com padrões de paleocorrentes obtidos nos arenitos e percentual dos constituintes detríticos e diagenéticos dos arenitos.....	86
FIGURA 33. Fluxograma ilustrando as relações entre regimes diagenéticos.....	88
FIGURA 34. Evolução dos minerais e transformações relacionadas à eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese, dos arenitos do Grupo Itajaí.....	90

LISTA DE TABELAS

TABELA 1. Quadro com a evolução do conhecimento sobre as propostas estratigráficas para a Bacia do Itajaí.....	27
TABELA 2. Sumário das litofácies sedimentares identificadas neste trabalho, com os processos de deposicionais e equivalente conceitual.....	33
TABELA 3. Composição modal dos arenitos estudados.....	69

SUMÁRIO

CAPITULO 1 – INTRODUÇÃO.....	12
1.1. APRESENTAÇÃO DO TEMA E DOS OBJETIVOS DA PESQUISA.....	12
1.2. LOCALIZAÇÃO DOS AFLORAMENTOS ESTUDADOS.....	15
CAPITULO 2 – MÉTODOS E MATERIAS.....	16
2.1. LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO.....	16
2.2. CONFECÇÃO DE MAPAS TEMÁTICOS.....	16
2.3. ANÁLISE FACIOLÓGICA.....	16
2.4. ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA.....	17
2.5. ANÁLISE PETROGRÁFICA.....	17
CAPITULO 3 – CONTEXTO GEOLÓGICO.....	18
3.1. A PROVÍNCIA MANTIQUEIRA.....	18
3.2. OS CINTURÕES SÃO GABRIEL E DOM FELICIANO.....	18
3.3. O COMPLEXO METAMÓRFICO BRUSQUE.....	20
3.4. O COMPLEXO GRANULÍTICO DE SANTA CATARINA.....	20
3.5. AS BACIAS DO SISTEMA RIFTE.....	21
CAPITULO 4 – TRABALHOS ANTERIORES SOBRE A BACIA DO ITAJAÍ.....	23
4.1. CONTEXTO GEOLÓGICO E MODELOS TECTÔNICOS.....	23
4.2. ESTRATIGRAFIA.....	25
4.3. IDADE DE DEPOSIÇÃO.....	28
CAPITULO 5 – BACIA DE ANTE-PAÍS (FORELAND).....	29
5.1. CONTEXTO TECTÔNICO.....	29
5.2. PREENCHIMENTO SEDIMENTAR.....	30
CAPITULO 6 – LITOFÁCIES E ASSOCIAÇÃO DE LITOFÁCIES.....	32
6.1. ASPECTOS GERAIS.....	32
6.2. ASSOCIAÇÃO DE LITOFÁCIES 1.....	36
6.3. ASSOCIAÇÃO DE LITOFÁCIES 2.....	38
6.4. ASSOCIAÇÃO DE LITOFÁCIES 3.....	41
6.5. ASSOCIAÇÃO DE LITOFÁCIES 4.....	43
6.6. ASSOCIAÇÃO DE LITOFÁCIES 5.....	46
6.7. ASSOCIAÇÃO DE LITOFÁCIES 6.....	48
6.8. ASSOCIAÇÃO DE LITOFÁCIES 7.....	50
CAPITULO 7 – SISTEMAS DEPOSICIONAIS.....	53

7.1. GENERALIDADES.....	53
7.2. SISTEMA DEPOSICIONAL DE ÁGUAS PROFUNDAS	55
7.3. SISTEMA DEPOSICIONAL TRANSICIONAL-MARINHO RASO.....	58
7.4. SISTEMA DEPOSICIONAL CONTINENTAL	60
CAPITULO 8 – EVOLUÇÃO ESTRATIGRÁFICA.....	62
8.1. ARQUITETURA ESTRATIGRÁFICA.....	62
8.2. TRATO DEPOSICIONAL I	64
8.3. TRATO DEPOSICIONAL II.....	66
8.4. TRATO DEPOSICIONAL III.....	67
CAPITULO 9 – IMPLICAÇÕES PARA PROVENIÊNCIA.....	68
9.1. COMPOSIÇÃO MINERAL DOS ARENITOS.....	68
9.2. ARENITOS DO SISTEMA DEPOSICIONAL MARINHO PROFUNDO.....	70
9.3. ARENITOS DO SISTEMA DEPOSICIONAL TRANSICIONAL- MARINHO RASO.....	76
9.4. ARENITOS DO SISTEMA DEPOSICIONAL CONTINENTAL.....	78
9.5. FONTES DETRÍTICAS POTENCIAIS.....	82
9.6. AMBIENTES DEPOSICIONAIS VS. INTEMPERISMO E DIAGÊNESE.....	83
CAPITULO 10 – HISTÓRIA DIAGENÉTICA DOS ARENITOS.....	88
10.1. INTRODUÇÃO.....	88
10.2. EODIAGÊNESE	90
10.3. MESODIAGÊNESE	92
10.4. TELODIAGÊNESE	95
CAPITULO 11 – CONCLUSÕES.....	96
REFERÊNCIAS.....	98

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

1.1. APRESENTAÇÃO DO TEMA E DOS OBJETIVOS DA PESQUISA

A colisão entre blocos continentais resulta em orógenos, cujos principais componentes tectônicos incluem falhas de empurrão, flexuras da placa de ante-país, zonas de deformação e colapso orogênico (CONDIE, 1997). As bacias sedimentares formadas neste contexto registram sucessivos pulsos tectônicos recorrentes da convergência entre blocos continentais (crátons) e/ou cinturões dobrados (MIALL, 1998; THOMAS *et al.*, 2004). Neste cenário, as mudanças de nível base e o aporte sedimentar controlam o espaço disponível para sedimentação e condicionam a forma com que os sistemas deposicionais evoluem.

Em bacia de ante-país (*foreland*) a deposição sedimentar pode se desenvolver desde ambientes de água profunda, marinho raso, até continental (SINCLAIR & ALLEN, 1992). A evolução e o arcabouço estratigráfico dos sistemas deposicionais nestas bacias são governados, principalmente, pelo transporte tectônico regional voltado para o cráton, gerado ao longo da fronteira de colisão (van Der PLUIJM *et al.*, 1997). Os impulsos estruturais convergentes, consequentemente, causam o encurtamento da bacia, e condicionam a protuberância periférica (JACOBI, 1981; ETTENSOHN, 1994; JORDAN, 1995), a dinâmica deposicional e o aporte sedimentar.

O estudo de sucessões sedimentares siliciclásticas em bacias ante-país permite interpretar parte da história tectônica de cinturões orogênicos adjacentes, sendo de fundamental para entender a forma de preenchimento da bacia, uma vez que a estruturação do seu arcabouço estratigráfico depende especialmente da história de deformação, compensação litosférico e do aporte sedimentar.

A Bacia do Itajaí é considerada uma bacia de ante-país tardi- a pós-orogênica, da porção meridional da Província Mantiqueira (ALMEIDA *et al.*, 1981; Figura 1A), formada na porção ocidental do Cinturão Dom Feliciano e registra os ciclos orogênicos que afetaram o sul do Brasil a partir do Arqueano ao Cambriano (GUADAGNIN *et al.*, 2010).

Nos últimos anos, diversos trabalhos de reconhecimento estrutural e estratigráfico têm sido realizados em unidades estratigráficas neoproterozóicas da

Bacia Ante-país do Itajaí. Um dos principais interesses em estudar esta bacia é entender o contexto paleogeográfico em que ela foi formada, e o seu papel no evento colisional entre o Bloco Luís Alves e o Complexo Metamórfico Brusque (Figura 1B).

Por apresentar complexidade estrutural e estratigráfica relevantes, a Bacia do Itajaí tem sido interpretada como bacia de *ante-país* (FRAGOSO-CESAR *et al.*, 1985; BASEI *et al.*, 2000), bacia periférica (ISSLER, 1985), rifte intracratônico (SILVA, 1987), bacia molássica tardi-colisional (SOARES, 1988), bacia transtensiva (KREBS *et al.*, 1990) e bacia de ante-país de retroarco (GRESSE *et al.*, 1996). Em decorrência disso, o arcabouço litoestratigráfico desta bacia tem recebido várias subdivisões (ver SCHROEDER, 2006).

Embora muitos trabalhos tenham discutido o contexto evolutivo desta bacia (p.e. ROSTIROLLA *et al.*, 1992; FONSECA *et al.*, 2004; BASILICI, 2006), a interpretação dos ambientes deposicionais, geralmente, é embasada em dados faciológicos e estratigráficos pouco detalhados, que permitam sustentar uma interpretação paleoambiental mais contundente. Adicionalmente, os aspectos mineralógicos dos arenitos, que compõem a maioria parte das sucessões sedimentares, não são sistematicamente abordados, embora sejam de vital importância para elucidar alguns aspectos da história de soterramento destas sucessões sedimentares.

A presente dissertação de mestrado consistiu na reconstituição paleoambiental, na definição dos padrões deposicionais de sucessões sedimentares silicilásticas do Grupo Itajaí, tendo em vista a reconstrução do arcabouço estratigráfico da bacia. A análise petrográfica dos arenitos contribui com a investigação das fontes sedimentares potenciais e caracterização das transformações diagenéticas recorrentes da história de soterramento.

Para alcançar os objetivos principais, pretendeu-se: caracterizar as fácies sedimentares, as relações laterais e verticais dos corpos sedimentares; analisar os padrões de sedimentação tendo em vista identificar as tendências deposicionais; definir os componentes detríticos e diagenéticos dos arenitos; e avaliar a influência dos processos deposicionais e de proveniência nos padrões mineralógicos e das transformações diagenéticas das rochas investigadas.

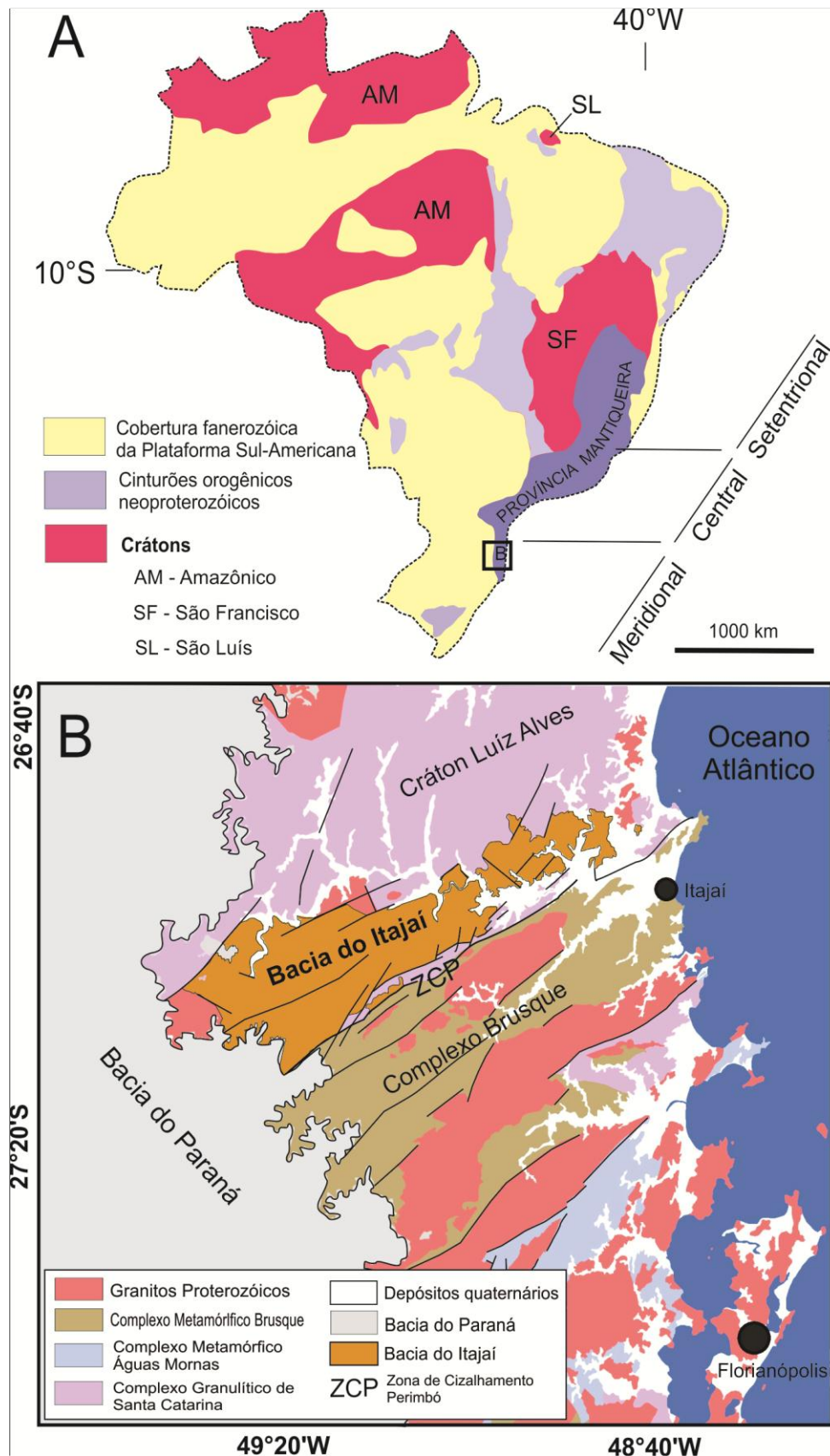


Figura 1. Contexto geológico da região de estudo: A) as unidades geotectônicas do Brasil com a localização da Província Mantiqueira e posição da Bacia do Itajaí em seu contexto; B) A Bacia do Itajaí entre o Cráton Luiz Alves e Complexo Metamórfico Brusque. Modificado de ALMEIDA *et al.* (1977) e PERROTTA *et al.* (2004).

1.2. LOCALIZAÇÃO DOS AFLORAMENTOS ESTUDADOS

Os afloramentos estudados encontram-se na região do Vale do Itajaí, no nordeste de Santa Catarina (Figura 2A). Estes afloramentos estão distribuídos na forma de cortes de estrada, ou em locais mais distantes na forma de taludes de pedreiras desativadas. A partir de Florianópolis, o acesso pode ser feito pela rodovia BR-101, seguindo pela rodovia SC-470, que percorre toda a região central do Vale do Rio Itajaí, que coincide com o eixo NE-SW principal da bacia. Diversas vicinais cortam alguns trechos da bacia na região de morros (Figura 2B) compostos, em grande parte, por rochas siliciclásticas, muitas possuindo dobramentos e geralmente com mergulhos suaves das camadas. O acesso pela porção oeste pode ser feito pela SC-340 que encontra a SC-470 na junção dos Rios Blumenau e Itajaí-Açú.

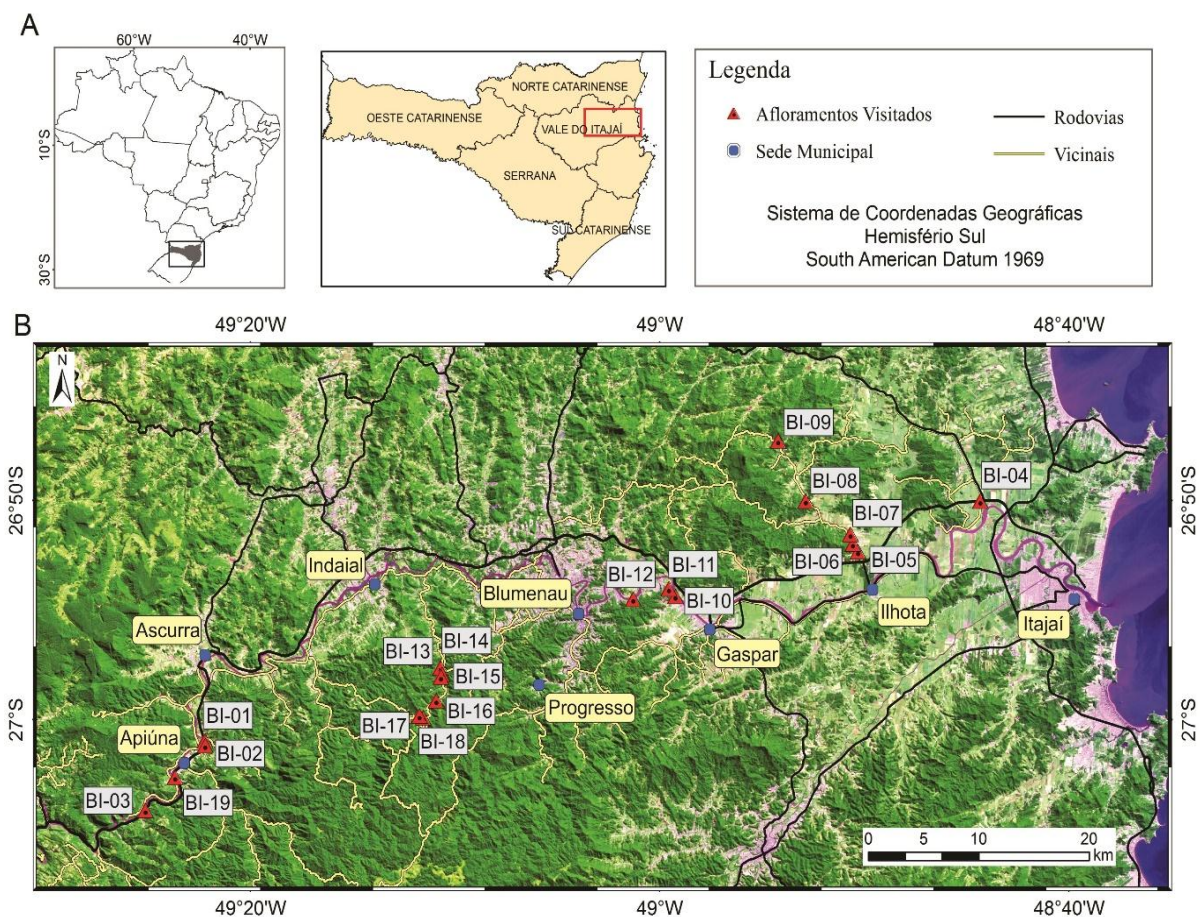


Figura 2. A) Mapa político com a localização do Estado de Santa Catarina e da área onde o trabalho foi desenvolvido no Vale do Rio Itajaí; B) Imagem LANDSAT com a localização dos afloramentos descritos, as vias de acesso e cidades no Vale do Rio Itajaí.

CAPÍTULO 2 – MÉTODOS E MATERIAIS

2.1. LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO

O levantamento bibliográfico consistiu na consulta de livros, dissertações, teses e artigos que abordam a evolução da Bacia do Itajaí e do contexto geológico regional (ver lista de referências bibliográficas). Também foram pesquisados trabalhos referentes a análise sedimentar e estratigráfica, bacias de ante-país e petrologia de arenitos. O acesso ao conteúdo bibliográfico foi realizado por meio dos Portais de Periódicos CAPES, *ScienceDirect*, boletins *on-line* do *Geoscienceworld*, boletim da PETROBRAS, revistas *Sedimentology* e *Sedimentary Petrology*, além do acervo da biblioteca de Ciência e Tecnologia da UFPR e do Grupo de Análise de Bacias da UFSC.

2.2. CONFECÇÃO DE MAPAS TEMÁTICOS

A elaboração de modelo digital de terreno foi realizada a partir de imagens SRTM e ASTER obtidas nos sites da Embrapa e da *ASTER GDEM*, respectivamente. As composições coloridas foram obtidas a partir de imagens *Landsat* do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) e do Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS). O *GlobalMapper* 13 foi utilizado para ajuste e recorte das imagens a serem trabalhadas e o *ArcGis* 9.3 foi utilizado para o georreferenciamento e elaboração de logística, de pontos e geológico (modificado).

2.3. ANÁLISE FACIOLÓGICA

As descrições e interpretações sedimentológicas adotadas neste trabalho seguem os modelos de análise de fácies sedimentares de ambientes marinhos à continentais (Bouma, 1962; Lowe, 1982; Walker, 1984; Miall, 1984; 1996, 2006; Pickering *et al.*, 1986; Mutti, 1992; Talling *et al.*, 2012). A confecção de colunas estratigráficas dos afloramentos foi realizada conforme descrito por Walker (1984) e Coe *et al.* (2010). As fácies sedimentares são representadas por códigos compostos uma letra maiúscula referente à granulometria predominante, seguida de duas letras minúsculas que se referem à estrutura sedimentar (MIALL, 2006), com a última letra

podendo representar a geometria dos corpos para diferenciação de fácies semelhantes.

2.4. ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA

A evolução dos ambientes deposicionais em toda bacia sedimentar é controlada por mecanismos de criação e destruição de espaço de acomodação e aporte sedimentar (CATUNEANU, 2006). Para a análise do arcabouço estratigráfico da Bacia do Itajaí, foram aplicados os procedimentos e conceitos de estratigrafia estabelecidos em Catuneanu (2006), Nichols (2009), Ribeiro (2001) e Della Fávera (2001), tendo em vista a ordenação dos ambientes de sedimentação dentro da bacia de acordo com suas tendências deposicionais e ambiente de formação na evolução desta bacia. A análise estratigráfica envolveu a descrição das relações de contatos e da sucessão de litofácies (associação de fácies) e respectivos ambientes de sedimentação, caracterização da geometria e das relações laterais e verticais dos estratos, bem como dos padrões e estilos deposicionais de cada associação faciológica.

2.5. ANÁLISE PETROGRÁFICA

Amostras de arenitos foram coletadas e posicionadas em perfis estratigráficos elaborados em afloramentos expostos no Vale do Rio Itajaí (Figura 2B). As amostras foram laminadas para descrição e determinação da mineralogia detrítica e diagenética, em microscópio ótico Motic - TYPE107M do laboratório de microscopia da Universidade Federal de Santa Catarina. Os componentes detríticos do arcabouço foram definidos segundo Dickinson (1985) e a análise modal (500 grãos/lâmina) interpretada no diagrama ternário Q-F-L (PETTIJOHN, 1975; FOLK, 1980). A dedução da proveniência foi feita no diagrama ternário bde Dickinson (1985) e Weltje (2006). As feições diagenéticas foram observadas em um microscópio eletrônico de varredura modelo JEOL JSM-6390LV do Laboratório Central de Microscopia (LCME) da Universidade Federal de Santa Catarina, equipado com filamento de tungstênio para análise química qualitativa de grãos com baseado na espectrometria por dispersão de energia (EDS). Estas análises permitiram o estudo detalhado das feições texturais e morfológicas dos minerais primários e autigênicos.

CAPÍTULO 3 – CONTEXTO GEOLÓGICO

3.1. A PROVÍNCIA MANTIQUEIRA

A Província Mantiqueira (ALMEIDA *et al.*, 1977, 1981) é um cinturão orogênico formado durante o Evento Pan Africano-Brasiliano e envolvido na formação do Supercontinente Gondwana (Figura 3). Esta província é o resultado do choque entre os crátons Rio de La Plata e Congo e, atualmente, estende-se desde a região sudeste até o sul do Brasil (Figura 1A) e apresenta relevo na forma de morros e planaltos que se destacam na margem sul-atlântica brasileira. A Província Mantiqueira encontra-se subdividida em três domínios tectônicos: *setentrional*, *central* e *meridional* (Figura 1A). O domínio setentrional inclui o Cinturão Araçuaí, o central abrange os cinturões Ribeira, Brasília Sul e Apiaí, e o domínio meridional encerra o Cinturão São Gabriel (700 Ma) e o Cinturão Dom Feliciano (600 Ma), que se estende por 1.200 km do Uruguai ao nordeste de Santa Catarina. O embasamento desta província compreende rochas arqueanas-paleoproterozóicas (>1,7 Ga) que inclui: complexos granito-gnáissicos, rochas metavulcano-sedimentares, além de granitóides e sucessões sedimentares tardi-orogênicas com magmatismo pós-colisional (MANTESSO-NETO *et al.*, 2004).

3.2. OS CINTURÕES SÃO GABRIEL E DOM FELICIANO

O Cinturão São Gabriel (800-700 Ma) aflora no sul do Rio Grande do Sul (Figura 1A) e foi estruturado após uma fase acrecionária de arcos de ilhas vulcano-plutônicas cálcio-alcalinas que representam um evento de colagem de faixas móveis à borda leste do Cráton Rio de La Plata em torno de 700 Ma (SENGÖR, 1990). Na porção oriental, este orógeno encontra-se separado da faixa de dobramentos do Cinturão Dom Feliciano pela Zona de Cisalhamento Caçapava de direção NE-SW (MANTESSO-NETO *et al.*, 2004).

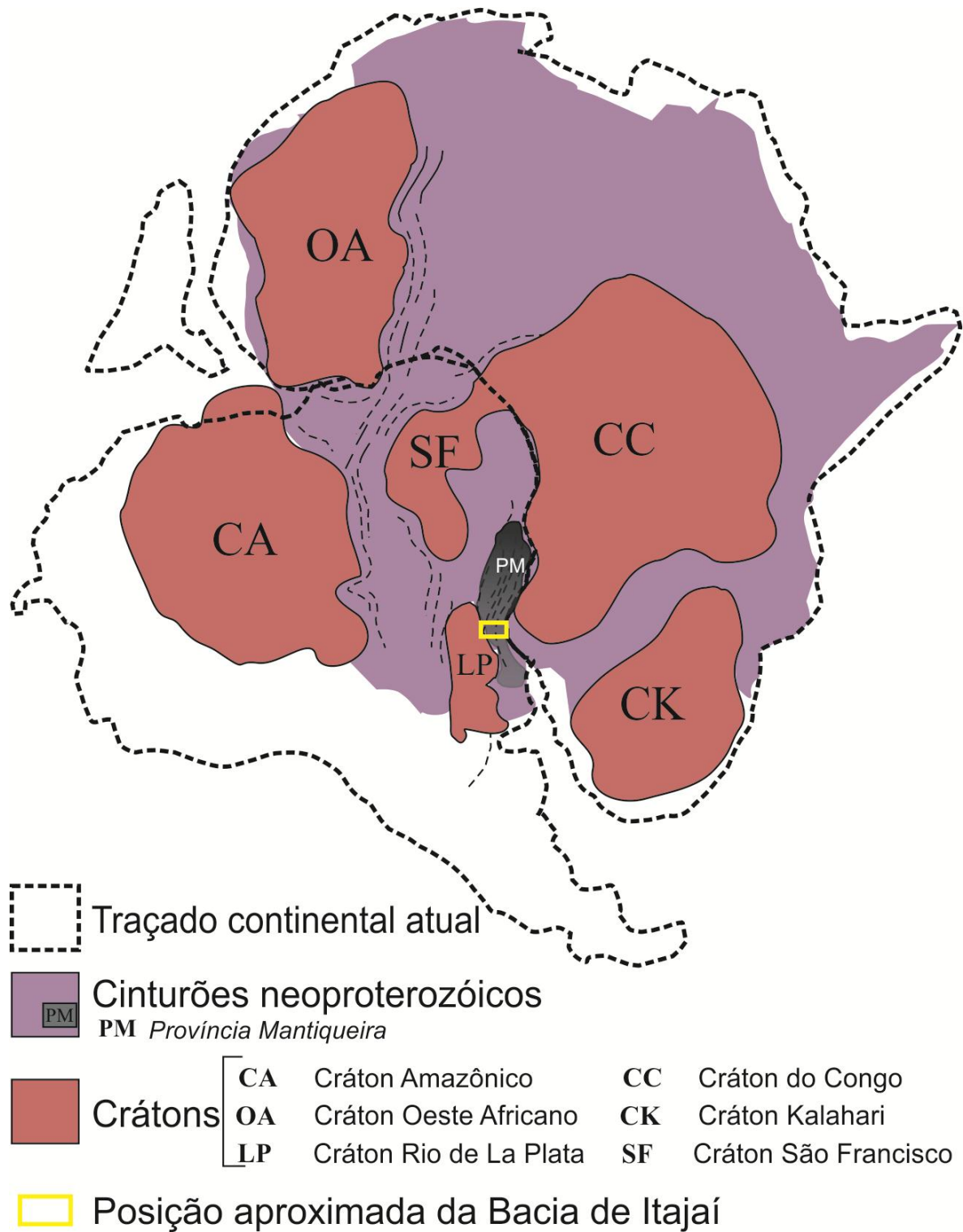


Figura 3. Ilustração paleogeográfica esquemática do Supercontinente Gondwana ocidental, com a contextualização da Bacia do Itajaí (retângulo amarelo) na Província Mantiqueira localizada entre os crátons Rio de La Plata e Congo. Adaptado de CORDANI *et al.* (2013).

O Cinturão Dom Feliciano foi estruturado em torno de 650-600 Ma durante o evento colisional entre os crátons Rio de La Plata, Paranapanema e Kalahari (Figura 1A) (MANTESSO-NETO *et al.*, 2004). É caracterizado por zonas de cisalhamento NE-SW, que resultaram da movimentação tectônica transpressiva, onde se instalaram bacias de ante-país associadas a atividades magmáticas sin-colisionais, no final Brasileiro (MANTESSO-NETO *et al.*, 2004).

A Zona de Cisalhamento Perimbó (ZCP) (SILVA & DIAS, 1981), com direção NE-SW, separa o Cinturão Dom Feliciano do Bloco Luís Alves (BASEI, 1985) e apresenta movimentação dextral, que define o limite sul da Bacia de Itajaí (BITENCOURT *et al.*, 1989) (Figura 1A).

3.3. O COMPLEXO METAMÓRFICO BRUSQUE

O Complexo Metamórfico Brusque (SILVA & DIAS, 1981), ou Grupo Brusque (SCHULZ Jr. & ALBUQUERQUE, 1969), compreende extensas faixas NE-SW de rochas metavulcano-sedimentares, que fazem parte do Cinturão Dom Feliciano (Figura 1A). A idade dos protólitos ocorre entre o arqueano e o paleoproterozóico, com magmatismo em torno de 2.6 (HARTMANN *et al.*, 2000) e sedimentação por volta de 2.0 Ga (BASEI & TEIXEIRA, 1987). Suas unidades estratigráficas são marcadas por pronunciadas faixas de dobramentos (630-610 Ma) e compostas por metapelitos, metapsamitos e metacarbonáticos, deformados e metamorfeizados na fácies xisto verde (BORBA & LOPES, 1985) e encontra-se limitado pela Zona de Cisalhamento Major Gercino ao sul e pela Zona de Cisalhamento Perimbó ao norte, onde faz contato com a Bacia de Itajaí (Figura 1B).

3.4. O COMPLEXO GRANULÍTICO DE SANTA CATARINA

O Complexo Granulítico Santa Catarina (HARTMANN *et al.*, 1979), também denominado de Cráton Luís Alves, constitui o embasamento do Orógeno Dom Feliciano e se estende por cerca de 250 Km pelos estados de Santa Catarina e Paraná. Este complexo é composto de rochas TTG metamorfeizadas na fácies granulito em torno de 2.170 Ma; seus protólitos teriam se cristalizado em 2715 Ma (HARTMANN *et al.*, 2000). Intercalações de piroxenitos e rochas supracrustais

representadas por formações ferríferas e localmente gnaisses kinzigíticos (MANTESSO-NETO *et al.*, 2004). No final do Neoproterozóico (Ediacariano), instalaram-se algumas bacias vulcano-sedimentares tardi-orogênicas sobre este complexo arqueano, dentre as quais está a Bacia de Itajaí.

3.5. AS BACIAS DO SISTEMA DE RIFTE

A Bacia do Itajaí, bem como as bacias de Castro, Camarinha, Camaquã, Campo Alegre e Guaratubinha, incluem molassas resultantes do Evento Brasileiro (Almeida, 1969) que, em geral, apresenta vulcanismo associado e fácies de ambientes continentais a marinho raso. Segundo Soares *et al.* (1974), as bacias formadas neste estágio colisional representam sequências alfas formadas durante o estágio de transição da Plataforma Sul-americana (MANTESSO-NETO *et al.*, 2004). Por isso, as bacias de Maricá (RS) e de Camarinha-Antinha (PR) são comumente relacionadas à Bacia do Itajaí (SOARES, 1988).

A Bacia de Castro, no noroeste de Curitiba, foi descrita como bacia transtensional (BONACIM *et al.*, 1994), cujo preenchimento estratigráfico inclui andesitos, conglomerados e arenitos conglomeráticos, na base, sobrepostos por arenitos e lamitos lacustres e de planícies aluviais, sucedidos por rochas vulcanoclásticas e siliciclásticas, no topo.

A Formação Camarinha está situada a noroeste de Campo Largo no estado do Paraná, com uma área de aproximadamente 100 km² e profundidade de 4000 m (TEIXEIRA *et al.*, 2004), disposta na forma de dois sinclinais com eixos que mergulham para sudoeste. A sedimentação é descrita como predominantemente marinha e a idade da bacia, estipulada a partir de fósseis, seria do fim do neoproterozóico e início do Cambriano (BIZZI *et al.*, 2003).

A Bacia de Camaquã, no Rio Grande do Sul, desenvolveu-se no final do Neoproterozóico-Início do Cambriano como resultado da Orogenia Brasileira, e é considerada correlata à Bacia do Itajaí, no oeste de Santa Catarina. A Bacia do Camaquã encontra-se compartimentada pelos altos de Caçapava do Sul e da Serra das Esmeraldas, e foi preenchida pelo Grupo Camaquã em um intervalo entre 600 e 470 Ma (DARDENNE & SCHOBENHAUS, 2001), cuja espessura aproximada é de 6.000 m (FAMBRINI *et al.*, 2005). O Grupo Camaquã compreende as formações

Maricá e Santa Bárbara. A Formação Maricá é representada por depósitos de leques aluviais que evoluem para pelitos de ambiente marinho. A Formação Santa Bárbara engloba depósitos arenosos e ritmitos transicionais e marinhos e conglomerados de leques aluviais (FAMBRINI *et al.*, 2005), com uma espessura total de seus depósitos de até 2000 m. Estudos recentes afirmam que o grupo Camaquã teria se depositado em ambientes anorogênicos transicional a marinho, não sendo sua deposição condicionada somente pelo evento brasileiro (PELOSI & FRAGOSO-CÉSAR, 2002).

A Bacia de Campo Alegre (ALBUQUERQUE *et al.*, 1971) situa-se no norte de Santa Catarina e possui cerca de 550 Km², sobre terrenos gnáissico-granulíticos do Complexo Granulítico de Santa Catarina. Esta bacia encontra-se preenchida por conglomerados, arenitos, siltitos, além de vulcânicas e vulcanoclásticas que compõem um arcabouço estratigráfico de aproximadamente 1000 m de espessura, constituído de sedimentos epiclásticos grossos; fluxos vulcânicos e traquíticos associados a sedimentos epiclásticos; e sedimentos terrígenos finos (CITRONI, 1998; CITRONI *et al.*, 2001).

A Bacia de Guaratubinha (FUCK *et al.*, 1967), que ocupa uma área de 225 Km², é uma bacia do tipo rifte com forma alongada N10-20°E, cujo preenchimento sedimentar imaturo é representado por conglomerados na base, e predominância de associações vulcânicas e vulcanoclásticas (piroclásticas e epiclásticas), que compreende cinco associações faciológicas (CASTRO *et al.*, 1993, 1994; PINHEIRO *et al.*, 1995; REIS NETO *et al.*, 2000). Dados U/Pb em zircão dos riolitos dão idade em torno de 605 Ma (SIGA Jr. *et al.*, 2001).

4. TRABALHOS ANTERIORES SOBRE A BACIA DO ITAJAÍ

4.1. CONTEXTO GEOLÓGICO E MODELOS TECTÔNICOS

A Bacia do Itajaí está situada na porção central da Província Mantiqueira e faz parte de um sistema orogênico segmentado que inclui o cinturão Dom Feliciano (~650 Ma) (Figura 1A) (MANTESSO-NETO *et al.*, 2004) e que teria sido gerada devido à colisão com a micro-placa de Luís Alves. A Bacia de Itajaí pertence ao grupo de bacias interiores do Escudo Atlântico (BIZZU *et al.*, 2003), e apresenta um registro sedimentar neoproterozóico muito bem preservado que pode atingir até de 4.000 m de espessura, que abrange uma área de aproximadamente 1.100 Km² (TEIXEIRA *et al.*, 2004) e encontra-se limitada pela Zona de Cisalhamento Blumenau ao norte e pela Zona de Cisalhamento Perimbó a sul (Figura 1B). Esta bacia possui uma orientação NE-SW, tendo como unidades adjacentes o Complexo Metamórfico Brusque ao sul, o Complexo Granulítico de Santa Catarina a norte, a Bacia Paleozoica do Paraná a leste e sedimentos quaternários a oeste (Figura 4).

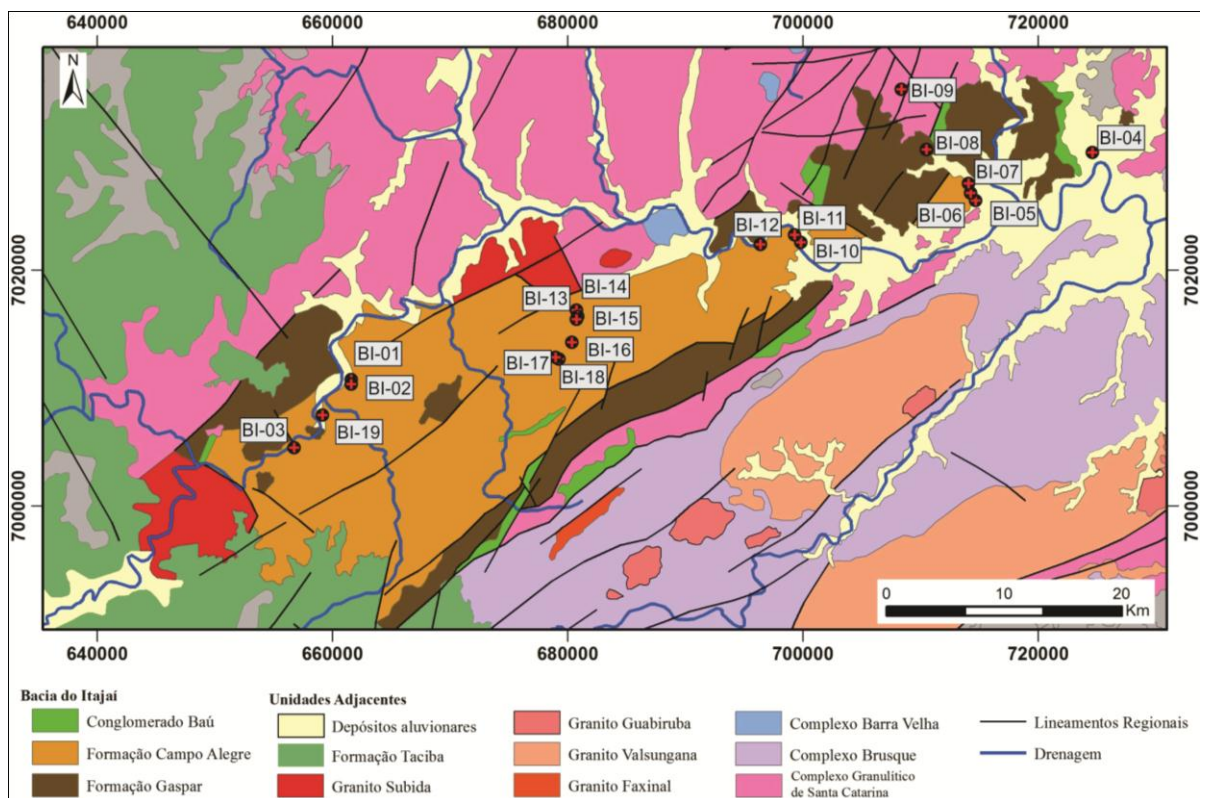


Figura 4. Mapa geológico com a localização dos afloramentos estudados na Bacia de Itajaí (baseado no Sistema de Informações geográficas UTM/SAD69; modificado de PERROTTA *et al.* 2004).

Embora descrita como uma ante-fossa molássica por Basei (1985) em função da presença de falhas reversas no seu limite meridional, outros autores a descrevem como bacia periférica (ISSLER, 1985), tardi-colisional (SOARES, 1988) e ou de *pull-apart* devido à presença de estruturas que indicam deformação transcorrente registradas em seu arcabouço estrutural.

Segundo Rostirolla (1991), a Bacia de Itajaí pode ser considerada uma bacia de ante-país periférica, desenvolvida sobre uma placa que se encontrava em subducção, o Complexo Granulítico de Santa Catarina (Figura 5). A região flexural desta bacia estaria posicionada ao longo da sua borda sul, ou seja voltada para o Complexo Brusque. Uma vez sua deposição tenha sido interpretada como parte de um complexo em subducção, este autor distinguiu dois eventos de deformação.

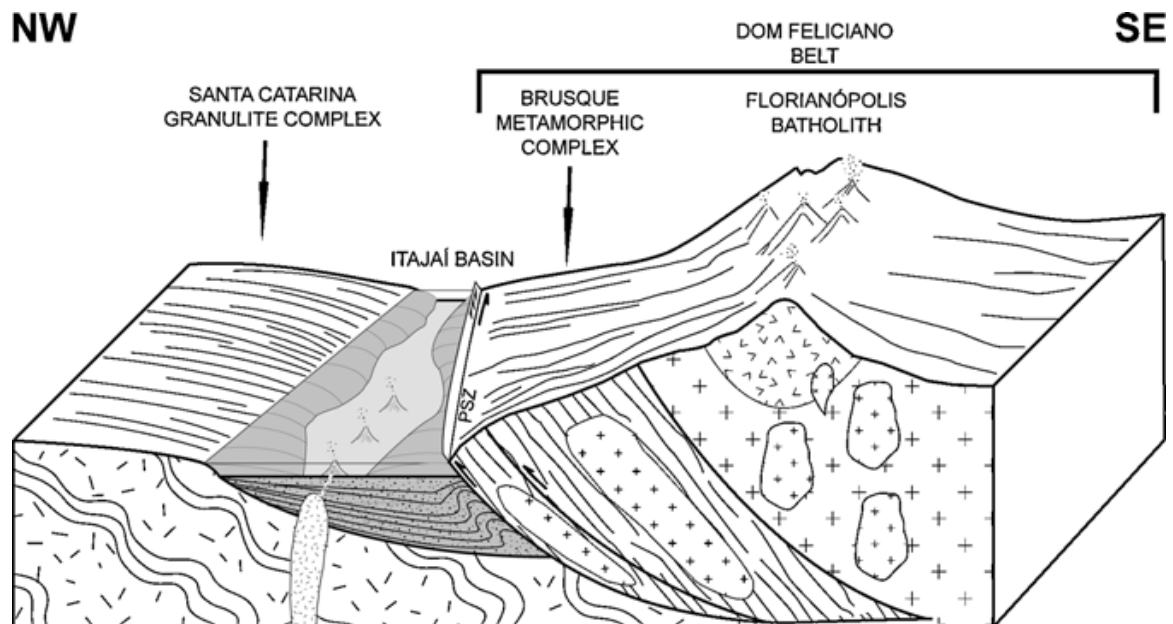


Figura 5. Bloco diagrama esquemático dos compartimentos tectônicos interpretados para a evolução da Bacia de Itajaí. (Fonte: GUADAGNIN *et al.* 2010).

O primeiro evento relacionado à colisão continental, resultante do processo orogênico no final do Neoproterozóico, tendo a sedimentação acompanhado a deformação progressiva da bacia, originando: 1) falhas de cavalgamento oblíqua N30°–40°E/60°SE, expostas na Zona de Cisalhamento Perimbo (ZCP) (Figura 1B); 2) falhas transcorrentes dextrais e sinistrais, e 3) falhas regionais com vergência para noroeste. O segundo evento de deformação cambro-ordoviciano que estaria

relacionado à fragmentação do Gondwana ocidental e consequente desestruturação dos orógenos. Caracteriza-se por uma fase de extensão e relaxamento crustal com inversão do campo de tensões, em relação à primeira fase deformacional, e resultou na reativação distensiva de estruturas pré-existentes. Foram produzidos falhamentos dextrais N0-10W e sinistrais N80-90W na Bacia de Itajaí, e eventos metamórficos de baixo grau em torno de 535 Ma e 517 Ma (Basei, 1985). Entretanto, Krebs *et al.* (1990) descartam esta possibilidade e advogam que esta bacia teria evoluído de forma policíclica com as rochas metamórficas do Grupo Brusque, e a desvincula do Evento Brasileiro.

Dados estruturais e geocronológicos sugerem uma evolução relacionada ao Evento Brasileiro Pan-Africano, quando da estruturação e fragmentação do Supercontinente Gondwana (600-500 Ma; Figura 3). Segundo Bizzi *et al.* (2003), tanto a Bacia do Itajaí, como as bacias do Camaquã, Castro e Itapeva, teriam sido formadas durante Evento Brasileiro II, ocorrido no final do Neoproterozóico, com pico metamórfico em torno de 620 Ma. Este evento é caracterizado por orógenos desenvolvidos durante a colisão continental dos crátons Rio de La Plata, Paranaguá e com elevada reciclagem de material crustal e reduzida acreção juvenil.

4.2. ESTRATIGRAFIA

As sucessões sedimentares da Bacia do Itajaí afloram em uma faixa de direção N60E que, segundo Krebs *et al.* (1988), aumento de espessura de norte para sul. Na sua porção noroeste afloram sucessões de turbiditos, próximo à cidade de Apiúna, com arquitetura deposicional muito bem preservada. A Evolução do conhecimento sobre a subdivisão estratigráfica da Bacia de Itajaí foi sintetizado por Schroeder (2006) e ilustrada na tabela 1.

Os primeiros estudos sobre a Bacia de Itajaí foram realizados por Ferraz (1921) e Dutra (1926) que a denominaram de Série Itajaí. Posteriormente, Maack (1947) a individualizou em Formação Ibirama que incluía xistos, ardósias, quartzitos e conglomerados (na base) e Formação Gaspar, constituída de folhelhos, arenitos e conglomerados (no topo). Salamuni *et al.* (1961) propuseram uma nova subdivisão estratigráfica, reconhecendo a Formação Garcia na base e a Formação Gaspar no topo.

Posteriormente, Appi & Souza-Cruz (1990) e Appi (1991), utilizando conceitos da estratigrafia de seqüências, individualizaram as unidades litoestratigráficas da Bacia de Itajaí em: Sequência Gaspar e Sequência Garcia. A primeira teria sido formada em planícies de rios entrelaçados, compondo um sistema retrogradante associado a leques aluviais e deltaicos (ROSTIROLLA, 1991; ROSTIROLLA *et al.*, 1992), a segunda seqüência teria se formado na porção central da bacia e composta de arenitos e pelitos turbidíticos.

Rostirolla *et al.* (1992) individualizou estas unidades estratigráficas quatro associações de fácies (A, B, C e D). A Associação 'A' representa a Sequência Gaspar (*sensu* APPI, 1991) que inclui sucessões de margem cratônica com predominância de conglomerados e arenitos de leques aluviais e deltaicos, sobrepostos por sistemas deposicionais de águas profundas (ROSTIROLLA, 1992). As associações B e C correspondem à Sequência Garcia (*sensu* APPI, 1991), que inclui arenitos e pelitos turbidíticos. A associação D representa sistema deposicional deltaico regressivo, desenvolvido na porção superior da bacia.

Krebs *et al.* (1988) consideraram o arcabouço em Domínios Estratigráficos: Domínio I e Domínio II. O Domínio I inclui cinco associações de fácies e o Domínio 2 indiferenciado em função da complexidade da deformação. A associação de fácies 1 compreende arenitos e conglomerados de leques aluviais; a associação 2 é composta de pelitos arenitos finos, médios e conglomeráticos de frente deltaica; a associação 3 inclui arenitos médios a grossos e pelitos turbidíticos; a associação 4 engloba conglomerados e arenitos conglomeráticos turbidíticos; e a associação 5 composta de pelitos e arenitos finos turbidíticos (SCHROEDER, 2006).

Iglesias *et al.* (2011) incluem as unidades litoestratigráficas da Bacia do Itajaí no Grupo Itajaí, subdividindo-o em: Formação Gaspar (SILVA E DIAS, 1981), composta de arenitos e conglomerados, associados a tufos com idade 584 ± 27 Ma (U-Pb), Formação Garcia (SALAMUNI *et al.*, 1961) composta de siltitos, arenitos rítmicos, intercalados com conglomerados, e Formação Apiúna que compreende vulcânicas com idade de 559 ± 9.5 Ma.

A proposta litoestratigráfica mais recente foi discutida por (BASEI, 2011) que subdividiu o arcabouço estratigráfico da Bacia do Itajaí, da base para o topo, nas formações Baú, Ribeirão Carvalho, Ribeirão Neisse, Ribeirão do Bode e Apiúna. A Formação Baú inclui ortoconglomerados, arenitos grossos de sistemas deltaicos. A Formação Ribeirão Carvalho é composta de ritmitos de arenito e folhelho turbidíticos proximais. A Formação Ribeirão Neisse engloba arenitos arcoseanos médios que fazem contato gradacional com a formação inferior. A Formação Ribeirão do Bode é composta de arenitos finos, siltitos e argilitos que representaria a sedimentação mais jovem da bacia. Acima destas formações estão as rochas vulcânicas e vulcanoclásticas da Formação Apiúna (Tabela 1).

4.3. IDADE DE DEPOSIÇÃO

A idade de deposição da Bacia do Itajaí tem sido amplamente discutida e ainda apresenta discrepâncias quanto à idade das unidades que as compõem. Segundo Macedo *et al.* (1984), dados de Rb-Sr em rocha total de pelitos da Bacia de Itajaí dão idades em torno de 560 Ma que são interpretados como a idade de sedimentação e diagênese. Basei (1985) e Basei *et al.* (1999) reafirmaram esta idade e admitem deposição no fim do Neoproterozóico.

Com base em idades U-Pb obtidas em zircão vulcânico a idade máxima de deposição foi considerada em torno de 563 Ma, que coincide com o vulcanismo sin-sedimentar presente na bacia (GAUDAGNIN *et al.*, 2010). A idade mínima de deposição é associada à intrusão do riolito de Apiúna, com idade em torno de 549 ± 4 Ma. Dados paleontológicos (DA ROSA, 2005) indicam intervalo deposicional entre 575-542 Ma, divergindo do registro de traços fósseis *Chancelloria* (Pain, 1997), que sugerem sedimentação no cambriano inferior, em 540 Ma. Dados U-Pb (BASEI *et al.*, 1999) em zircão do Granito Subida (SILVA, 1987) fornecem idades em torno de 561 Ma e de 567 Ma para o Riolito Apiúna.

A maioria dos trabalhos referentes à idade de sedimentação na Bacia de Itajaí admite valores inferiores a 600 Ma, em um intervalo entre 570 e 550 Ma. Tais idades estariam inseridas dentro do evento Brasiliano III, compreendendo um período entre 590 e 520 Ma, também relacionado à colisão, assim como o Brasiliano II. Seu pico colisional coincide com a idade média de deposição dos sedimentos da bacia de Itajaí, por volta de 560 Ma.

CAPÍTULO 5 – BACIA DE ANTE-PAÍS (*FORELAND*)

5.1. CONTEXTO TECTÔNICO

As bacias de ante-país ou *sistemas de foreland* são formadas sobre a borda de uma placa continental adjacente a uma cadeia de montanha, pela compensação isostática regional devido a flexura litosférica governada pela topografia e variações da densidade interna das cadeias de montanhas (DICKINSON, 1974). Ambientes de ante-país desenvolvem-se à frente de cinturões de dobramentos ativos, com expressivo desenvolvimento de frentes topográficas, onde a cunha de orogênica avança sobre o cráton, gerando uma compartimentação tectonossedimentar da bacia e sucessivas inconformidades (Figura 6).

Elas são um bom exemplo da ligação próxima entre flexura litosférica, tectônica convergente e preenchimento de bacias ligadas à dinâmica dos cinturões orogênicos. Estes orógenos são zonas de considerável encurtamento da crosta, desenvolvidos por translações de cinturões falhados e afinamento dúctil. Quando a bacia sofre subducção, ela passa a compor uma bacia de antepaís periférica, enquanto a bacia formada na região orogênica voltada para o continente, sobre a placa cavalgante, compõe uma bacia retro-foreland (DICKINSON, 1974). Este sistema de deposição tem o depocentro condicionado pela flexura das placas diante da compressão tectônica. São sistemas com um espaço de acomodação horizontalmente amplo, mas com baixa amplitude e conforme continua a compressão litosférica, o espaço de acomodação é aprofundado passando de águas rasas a muito profundas, próximo da frente de dobramentos.

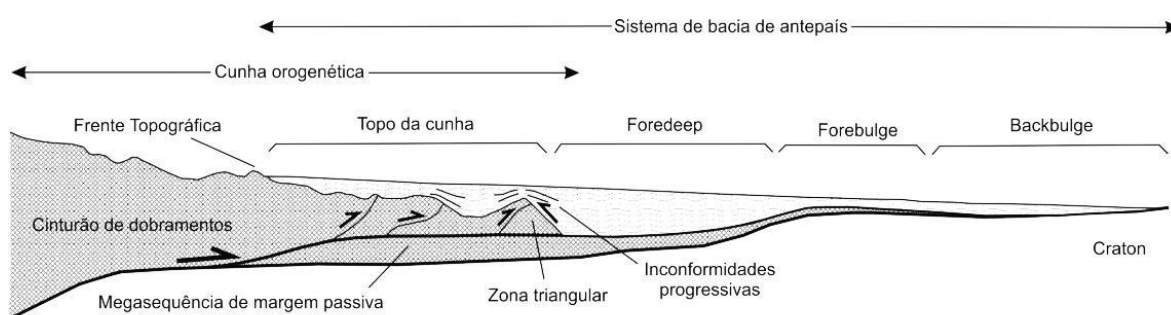


Figura 6. Sistema de Bacia de ante-país (*foreland*), com destaque para suas quatro zonas deposicionais. Modificado de DeCelles & Giles (1996).

Devido aos movimentos tectônicos, a bacia de ante-país envolve deformação que é controlada por fatores que governam a taxa de progradação da frente de dobramentos, disponibilidade de horizontes subsuperficiais subjacentes e o ângulo de convergência.

As bacias de ante-país podem possuir quatro zonas deposicionais (DECELLES & GILLES, 1996): 1) bacias que repousam em camadas de dobramentos que se movem como uma bacia de *thrust-sheet top*, que recebem sedimentos erodidos da cunha orogênica; 2) A bacia frontal de um cinturão de dobramentos ativo em um *foredeep*, o qual é provido de sedimentos de ambos ante-país continental e cunha orogênica; 3) Os sedimentos acumulados em um *forebulge* flexural, se o espaço de acumulação estiver disponível, como quando a litosfera do ante-país é submergida abaixo do nível do mar como resultado de uma topografia dinâmica negativa; 4) Uma bacia rasa e ampla de *backbulge* preenchida com sedimentos continentais e marinhos rasos; uma convergência contínua poderia fazer o depocentro do *backbulge* ser soerguido e erodido no *forebulge* flexural (Figura 6).

5.2. PREENCHIMENTO SEDIMENTAR

As bacias de ante-país possuem uma evolução estratigráfica relacionada aos controles geodinâmicos na subsidência e no fornecimento de sedimentos. As bacias ante-país são dominadas por sedimentos, inicialmente derivados da borda da placa continental (cráton), particularmente nos estágios iniciais de seu desenvolvimento, que são sucedidos por quantidades significantes de descarga de sedimentos do cinturão orogênico (ALLEN & ALLEN, 2005). Os depósitos mais basais de uma bacia ante-país são, em geral, finamente granulados, e frequentemente representam sequências turbidíticas que acumulam-se em águas profundas sobre a placa do ante-país (plataformas).

Após o cinturão de dobramentos evoluir para um estágio estável, instala-se rápida erosão que contrabalança o soerguimento tectônico, então a bacia é preenchida totalmente com sedimentos detritos que geralmente são representados por conglomerados e arenitos de leques aluviais e fluviais. Em ambiente convergente do tipo himalaiano ou alpenino (colisão continente-continente), a bacia *foreland* é do tipo periférica ou *pro-foreland* (WILLET *et al.*, 1993). Estas bacias são

caracterizadas por sedimentos imaturos erodidos de regiões elevadas adjacentes e representam os estágios finais da orogenia, como verificado na região central e leste dos Alpes há 5 a 10 Ma, após a principal deformação compressional paleogênica (VAN HOUTEN, 1981). Neste contexto tectônico, acumulam-se sedimentos em ambientes que vão de não-marinho a marinho-raso, e incluem conglomerados e arenitos, formados no interior ou nos flancos de cinturões de dobramentos, durante e imediatamente após a formação da cadeia de montanhas (MIALL, 1984).

Nestas bacias, os critérios utilizados para caracterizar o preenchimento sedimentar são a espessura dos estratos, extensão lateral, taxa de subsidência, taxas de *onlap* e dimensão dos sistemas deposicionais (NAYLOR & SINCLAIR, 2008). A posição das margens das bacias *pro-foreland* é fortemente controlada pelos parâmetros flexurais, e não somente pela carga topográfica, sendo estas bacias pouco amplas em relação às *retro-foreland*. A extensão destas bacias diminui conforme o cinturão de montanhas cresce e devido ao decréscimo das frentes de deformação e de propagação das margens da bacia e à medida que se forma a cadeia de montanhas, a largura desta bacia se estabiliza com o tempo. As bacias *retro-foreland* sumarizam uma história mais completa de formação por compressão do que as *pro-foreland*. Devido à sua localização sobre a placa continental cavalgante no sistema orogênico, o registro sedimentar possui reflexo de deposição mais completo associado à uma menor taxa de deformação das sequências sedimentares em relação às bacias *pro-foreland*. As *retro-foreland* possuem uma história de subsidência linear durante as sucessivas fases de acreção crustal, com a sucessão sedimentar aumentando em direção ao orógeno.

CAPÍTULO 6 – LITOFÁCIES E ASSOCIAÇÃO DE LITOFÁCIES

6.1. ASPECTOS GERAIS

Fácies sedimentares são definidas por atributos físicos, composicionais e biológicos dos ambientes sedimentares que refletem os processos de transporte e acumulação de partículas, e atividades biogênicas contemporâneas (Reading & LEVELL, 1996). Embora as fácies sedimentares possam ser perturbadas por processos tectônicos ou intempéricos, a granulometria, estruturas deposicionais (físicas ou biogênicas), conteúdo fossilífero e mineralogia, podem ser reconhecidas em diversas escalas de estudo. O agrupamento de fácies sedimentares geneticamente relacionadas – *associação de fácies* - determina o ambiente de sedimentação, que quando analisados em um contexto estratigráfico, revelam as tendências deposicionais que emergem da relação entre aporte sedimentar e mudança no espaço de acomodação. O termo litofácies utilizado neste trabalho é para se referir, exclusivamente, à fácies sedimentares de rochas como arenitos, conglomerados e pelitos.

As sucessões sedimentares do Grupo Itajaí, investigadas neste trabalho, evidenciam uma ampla assembleia de litofácies com variabilidade vertical e lateral expressiva, que revelam processos sedimentares fortemente dinâmicos. Um total de 22 litofácies sedimentares foram definidas e interpretadas a partir das suas principais características, listadas na tabela 2. Foram estudados 19 afloramentos que incluem espessos e contínuos pacotes de conglomerados, arenitos e pelitos estratificados a maciços, onde foram confeccionadas seções estratigráficas (Figura 7). Baseado na distribuição vertical e lateral das litofácies, foi possível reconhecer sete associações de fácies: AF1 a AF7, que serão descritas em detalhe a seguir.

TABELA 2. Sumário das litofácies sedimentares do Grupo Itajaí definidas nos afloramentos estudados neste trabalho, com a descrição dos processos e equivalente faciológico conceitual.

LITOFÁCIES	DESCRIÇÃO	PROCESSO	FÁCIES RELACIONADAS
Gcn	Conglomerado clasto-sustentado, gradação normal, tabular, com 0.15 a 0.4 m de espessura, base erosiva e topo ondulado a plano.	Deposição por corrente de turbidez hiperconcentrada	R ₃ (Lowe, 1982) F ₂ (Mutti, 1992)
Gce	Conglomerado clasto-sustentado, estratificado e clastos imbricados na base; espessura de 1 a 10 m	Formas de leito longitudinais e depósitos residuais;	Gh (Miall, 1996)
Snl	Arenito médio a grosso, tabular, ampla continuidade lateral (>20m), com espessura de 0.6 a 2 m e gradação normal; laminações plano-paralelas a onduladas e base com estruturas de carga.	Deposição por correntes de turbidez de alta densidade desacelerante	S ₁ (Lowe, 1982)
Scm	Arenito muito grosso a conglomerático, maciço com gradação normal e camadas com espessura de 0.20 a 1m. Possui base erosiva e topo ondulado, ampla continuidade lateral (~20 m).	Deposição por carpetes de tração em correntes de alta densidade	F ₄ (Mutti, 1992)
Smg	Arenito fino a grosso, maciço, camadas tabulares e gradação normal. Possui espessura de 0.10 a 0.40 m e ampla continuidade lateral. Base ondulada e topo plano.	Deposição rápida por correntes turbidíticas de baixa densidade em fluxo desacelerante	Ta (Bouma 1962) S ₃ (Lowe 1982) F ₅ (Mutti 1992)
Spt	Arenito fino, laminações plano-paralelas e camadas tabulares com ampla continuidade lateral. Topo e base planos e espessura de 0.05 a 0.20 m.	Deposição por fluxo tracional, migração de ondulações de baixa amplitude	Tb (Bouma, 1962)
Sct	Arenito fino a muito fino, com laminações cruzadas de corrente e camadas tabulares de espessura entre 0.08 a 0.10 m.	Deposição por fluxo tracional desacelerante	Tc (Bouma, 1962)
Sgt	Arenito médio a grosso com gradação normal e estratificações cruzadas tabulares e de baixo ângulo em camadas de 0.30 a 3 m de espessura. Base côncava e topo plano.	Deposição por fortes correntes de fundo em canalizações	F ₆ (Mutti, 1992)
Sgh	Arenito médio, camadas tabulares com 0.20 a 1.5 m e gradação normal. Estratificação horizontal a levemente ondulada e contato gradacional.	Deposição por carpetes de tração de correntes turbidíticas de alta densidade	F ₇ (Mutti, 1992)
Flc	Pelito laminado, tabular com espessura entre 0.05 a 0.5 m. Moderada continuidade lateral (~10m) e lentes de arenito da fácies Afc.	Deposição por suspensão no limite do fluxo tracional levando à laminação	Td (Bouma, 1962)
Fmc	Pelito maciço e convoluto, cinza-escuro, ampla continuidade lateral (>20m) e camadas tabulares com espessura de 0.5 a 5 m.	Deposição por suspensão e deformação de sedimentos inconsolidados	Te (Bouma, 1962) Te-2 (Talling, 2012)
Flm	Pelito com laminação plano-paralela (0.05 a 0.5 m de espessura), e esporadicamente intercalado com arenito fino.	Deposição de frações finas em suspensão em locais de baixa energia	Walker, 1984
Fll	Pelito laminado, camadas lenticulares com espessura de 0.1 a 1 m.	Deposição por suspensão em canais abandonados e <i>overbank</i>	FI (Miall, 1996)
Slc	Arenito médio a fino com laminações cavalgantes subcríticas, tabular de espessura 0.3 a 0.5 m, topo e base planos, esporádico recobrimento argiloso (<i>drapes</i>).	Deposição por tração e suspensão, sobrecarga de grãos.	Walker, 1984
Sos	Arenito fino com laminações onduladas simétricas. Camadas tabulares de espessura	Deposição sob regime de fluxo	Walker, 1984

	entre 0.2 a 0.5 m, bem selecionado.	oscilatório	
Spq	Arenito médio a fino com laminação plano-paralela a quasi-planar. Corpos tabulares, 0.2 a 0.3 m de espessura e topo e base planos.	Deposição em regime de fluxo superior, súbita retomada da deposição.	Walker, 1984
Slo	Arenito fino, laminações onduladas, estruturas flaser camadas tabulares, espessura de 0.5 m, com recobrimento argiloso (<i>drapes</i>).	Alternância de deposição por tração de fundo e suspensão.	Walker, 1984
Sfh	Arenito fino, estratificação plano-paralela a baixo ângulo, topo e base côncavos e convexos. Ocorre acamamento <i>hummocky</i> (amplitude de 2,5 m), corpos com 2 a 3 m.	Deposição por fluxo combinado.	Walker, 1984
Sca	Arenito médio, laminações cruzadas assimétricas e corpos tabulares com 1 m de espessura, <i>granodecrescência</i> ascendente.	Deposição por tração em regime de fluxo inferior	Sr (Miall, 1996)
Sge	Arenito médio a grosso, estratificação cruzada tabular. Corpos tabulares com espessura 0.6 a 2 m e <i>granodecrescência</i> ascendente.	Migração dunas 2D	Sp (Miall, 1996)
Sgp	Arenito médio a grosso em gradação normal e laminação plano-paralela camadas lenticulares a tabulares com 0.3 a 1 m de espessura e contato erosivo com conglomerado (Gce).	Deposição durante a transição de regime de fluxo superior para inferior	Sh (Miall, 1996)
Sml	Arenito médio, maciço cinza, camada lenticular de baixa extensão (<1 m) e espessura inferior a 0.30 m.	Rápida deposição gravitacional;	Sm (Miall, 1996)

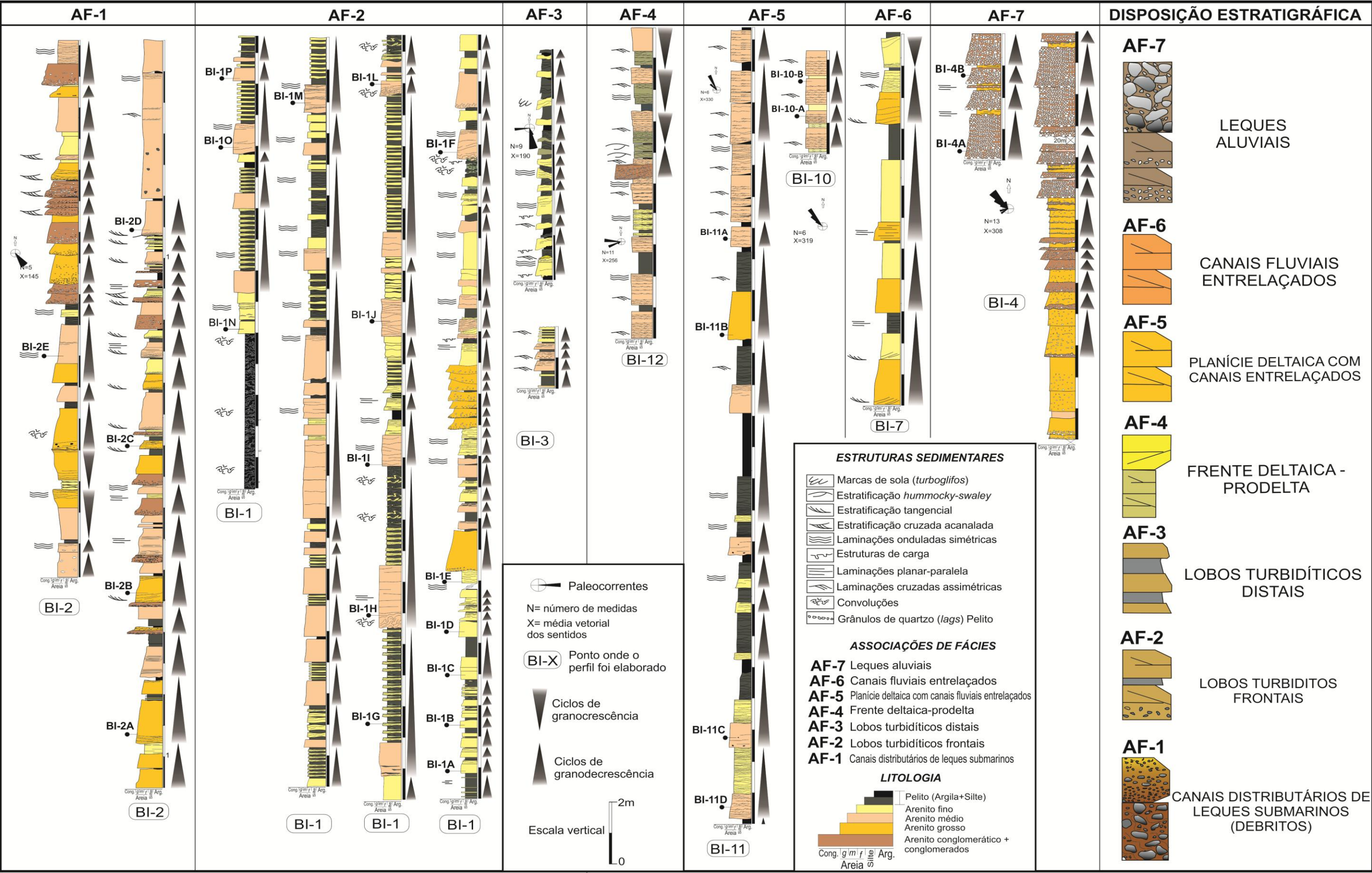


Figura 7. Perfis estratigráficos e associações de litofácies (AF) das sucessões sedimentares do Grupo Itajaí, orientados aproximadamente de leste (AF7) para oeste (AF1) representativos de um transecto que ilustra os aspectos-chave da arquitetura sedimentar (ver Figura 2 para localização dos perfis). As posições das amostras, utilizadas na análise petrográfica, são ilustradas ao longo dos perfis estudados.

6.2. ASSOCIAÇÃO DE LITOFÁCIES 1: CANAIS DISTRIBUTÁRIOS DE LEQUES SUBMARINOS

Descrição - Esta associação de fácies (AF-1) é dominada pela *litofácies Gcn*, *Smg*, *Sgt*, *Sgh* e *Flc* (Tabela 2) que compõem uma sucessão de estratos de arenitos médios a muito grossos e pacotes de conglomerados (Figura 8A). Ocorre suave amalgamação de pacotes, que variam de espessuras entre 0.3 e 3 m, normalmente gradados, e com abundantes feições de escavação. A *litofácies Gcn* é composta de conglomerados clasto-sustentados com seixos arredondados com ~3 cm de diâmetro e imbricados em matriz areia grossa (Figura 8C). A base dos pacotes é erosiva e o topo ondulado a plano. Ocorre na forma de estratos tabulares com ampla continuidade lateral (> 10 m) e espessuras que variam entre 15 a 40 cm (Figura 8B). A *litofácies Smg* ocorre como camadas tabulares de arenito médio a grosso com gradação normal, com base plana e topo suavemente ondulado (Figura 8A e D). A *litofácies Sgt* consiste em camadas de arenito médio a grosso em camadas tabulares com gradação normal e estratificação cruzada tabular e de baixo ângulo. Possuem ampla continuidade lateral (> 20 m) e espessura de 0.3 a 3 m (Figura 8E) e sua base apresenta superfície erosiva. A *litofácies Sgh* compõe camadas tabulares de arenitos médios com espessura de 20 cm a 1,5 m, com gradação normal (Figura 8D e E) e estratificação planar-paralela pouco desenvolvida, às vezes, levemente ondulado. A *litofácies Flc* representa pelito siltoso esverdeado como lentes de 5 a 50 cm de espessura, entre pacotes de conglomerados e arenitos (Figura 8E).

Interpretação – Baseado no espessamento vertical das fácies, forte grau de amalgamação e presença de bases erosivas que definem superfícies de terceira ordem (Figura 8A-D-E: S₃), esta associação de fácies é interpretada como depositada em canais distributários turbidíticos em leques submarinos. Estes canais formam complexos pacotes (Figura 8D), progressivamente caracterizados por um alto grau de erosão e amalgamação nos ambientes turbidíticos mais proximais. A predominância de arenitos grossos maciços, indica depósitos de fluxo canalizado coesivo, responsáveis pelo transporte da carga sedimentar (*by-pass*) até a porção distal do sistema. Os conglomerados representam depósitos de fluxo de detritos (debritos) formam-se por deposição abrupta em massa nas quais grãos maiores e menores na matriz tendem a não se segregar. Durante este processo, a

segregação das partículas é limitada e a deposição ocorre “*em masse*” (ENOS, 1977; LOWE, 1982).

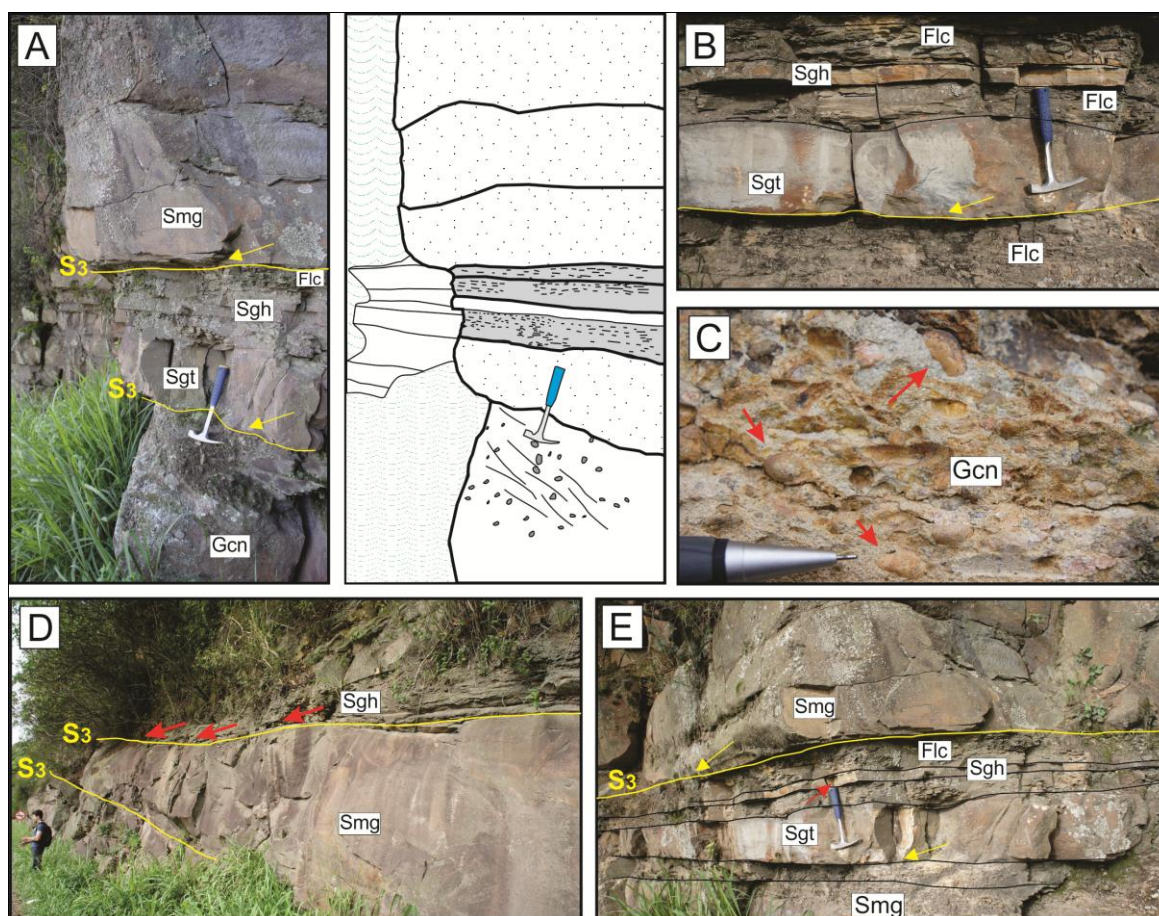


Figura 8. A) Sucessão de conglomerado que grada para arenito e pelito; C) Intercalação de arenito grosso e pelito; C) Conglomerado com clastos moderadamente imbricados (setas); E) arquitetura dos arenitos maciços limitados por superfícies de 3º ordem; F) Intercalação de arenitos, conglomerados e pelitos marcando a base e topo de depósitos de preenchimento de canais rasos.

Os arenitos grossos maciços com gradação normal (*litofácies Smg*) são resultado de deposição durante a passagem de correntes de turbidez (MUTTI, 1992), compondo espessos estratos de arenitos grossos (Figura 9A). O desenvolvimento de estratificação incipiente (Figura 9B) no topo destes pacotes resulta do início do transporte de grãos como carga de leito e tração dos grãos junto ao leito deposicional (PICKERING, 1986), em consequência da perda de energia. Arenitos grossos com estratificações cruzadas tabulares (*litofácies Sgt*) que representam processos de transporte por tração conduzido por correntes de fundo (MUTTI, 1992) em canais submarinos (Figura 9C). Arenitos grossos com estratificação horizontal (*litofácies Sgh*) representariam sucessivas gerações de

carpetes de tração formados na base das correntes de turbidez de alta densidade (MUTTI, 1992). Os pelitos arenosos (*litofácies Flc*) que ocorrem intercalados aos pacotes de arenitos e conglomerados basais, representam depósitos de *overbank* durante o transbordamento dos canais.

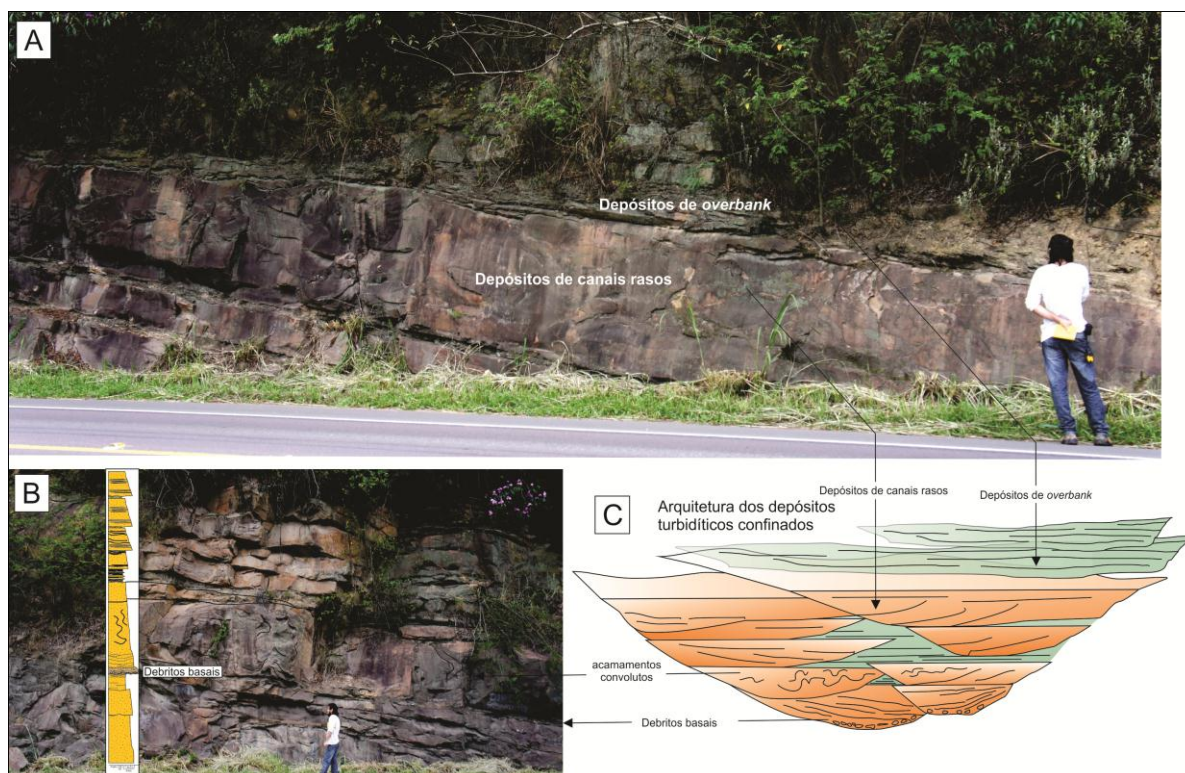


Figura 9. A) Vista panorâmica da geometria tabular e amalgamada dos pacotes com ampla continuidade lateral; B) Sucessão vertical dos pacotes com padrão granodecrescente ascendente; C) arquitetura dos depósitos turbidíticos canalizados (sem escala) mostrando a relação dos depósitos em canais e de *overbank*, e debritos basais.

6.3. ASSOCIAÇÃO DE LITOFÁCIES 2: DEPÓSITOS DE LOBOS TURBIDÍTICOS FRONTAIS

Descrição - Esta associação de fácies (AF-2) compreende as *litofácies Scm, Snl, Smg, Spt, Sct, Flc e Fmc*. Compõem uma sucessão de arenitos grossos a finos e pelitos intercalados na forma de espessas camadas tabulares com espessura inteira da sucessão aflorante em torno de 100 metros (Figura 10A). Ocorre certa ritmicidade das litofácies na sucessão, geralmente com espessamento progressivo dos pacotes de pelitos e arenitos finos em relação aos arenitos grossos, o que caracteriza um padrão granodecrescente ascendente

(Figura 10B). A *litofácies Scm* compreende arenito muito grosso e maciço (Figura 10C). Possui camadas tabulares com 20 cm a 1 m de espessura, com base e topo irregulares, continuidade lateral maior que 20 m, e esporadicamente com gradação normal, contendo grãos imbricados na base. A *litofácies Sni* representa camadas de arenito médio a grosso em camadas tabulares, de espessura entre 60 cm a 2 m e continuidade lateral superior a 20 m. Exibe esporádica gradação normal, além de laminações planar-paralelas a onduladas. Na base desta litofácies ocorrem pacotes com estruturas de carga, no contato com pelito (Figura 10D). A *litofácies Smg* compreende camadas tabulares de arenitos médios a finos com espessura que variam entre 10 a 40 cm. Apresentam estrutura maciça gradacional normal (Figura 10E) com base plana e topo ondulado. Em contato gradacional com a *litofácies Smg*, ocorre arenito fino da *litofácies Spt*, de coloração acinzentada na forma de camadas com espessura entre 5 e 20 cm e possuindo laminações plano-paralelas (Figura 10E). A *litofácies Sct* consiste em camadas lenticulares de arenito fino a muito fino com laminações cruzadas onduladas, com espessura regular de ~10 cm e continuidade lateral igual ou inferior a 5m. Em geral apresenta-se e contato gradacional com arenito laminado na base (*litofácies Spt*), mas pode ocorrer na forma de camadas isoladas em pelitos da *litofácies Flc* (Figura 10E). A *litofácies Flc* compreende pelitos laminados, de cor verde-claro, lateralmente contínuos (~10 m) e tabulares com espessura entre 5 e 50 cm (Figura 10E). Forma ritmitos com arenitos da *litofácies Sct*, em sucessões com até 5 m de espessura. Esporadicamente ocorrem lentes de arenito laminados com estruturas convolutas (*litofácies Sct*). A *litofácies Fmc* corresponde a pelito cinza escuro com estrutura maciça e espessura variando de 50 cm a 5 m. Possui ampla continuidade lateral e acamamento convoluto. Ocorre sempre no topo das sucessões com granodecrescência ascendente.

Interpretação - O espessamento vertical das camadas turbidíticas reflete a progradação de lobos frontais (MUTTI & RICCI-LUCCHI, 1975; WALKER, 1978), formados por fluxo não coesivo desacelerantes (BOUMA, 1962; LOWE, 1982; MUTTI, 1992; SUMNER *et al.*, 2012). Arenitos conglomeráticos maciços (*litofácies Scm*) são equiparados aos intervalos de F_4 de Mutti (1992) e representam depósitos em carpetes na base decorrentes de turbidez de alta densidade. A passagem gradual ou abrupta desta fácies para a *litofácies Smt*, que representa arenitos grossos com tração indica perda da energia da corrente túrbida inicial, que

favorece o desenvolvimento de estruturas tracionais (LOWE, 1982). Compõem os pacotes mais espessos da sucessão e, geralmente, não exibem uma passagem transicional para os pacotes com as litofácies mais finas que possuem estruturas de desaceleração e perda de densidade do fluxo.

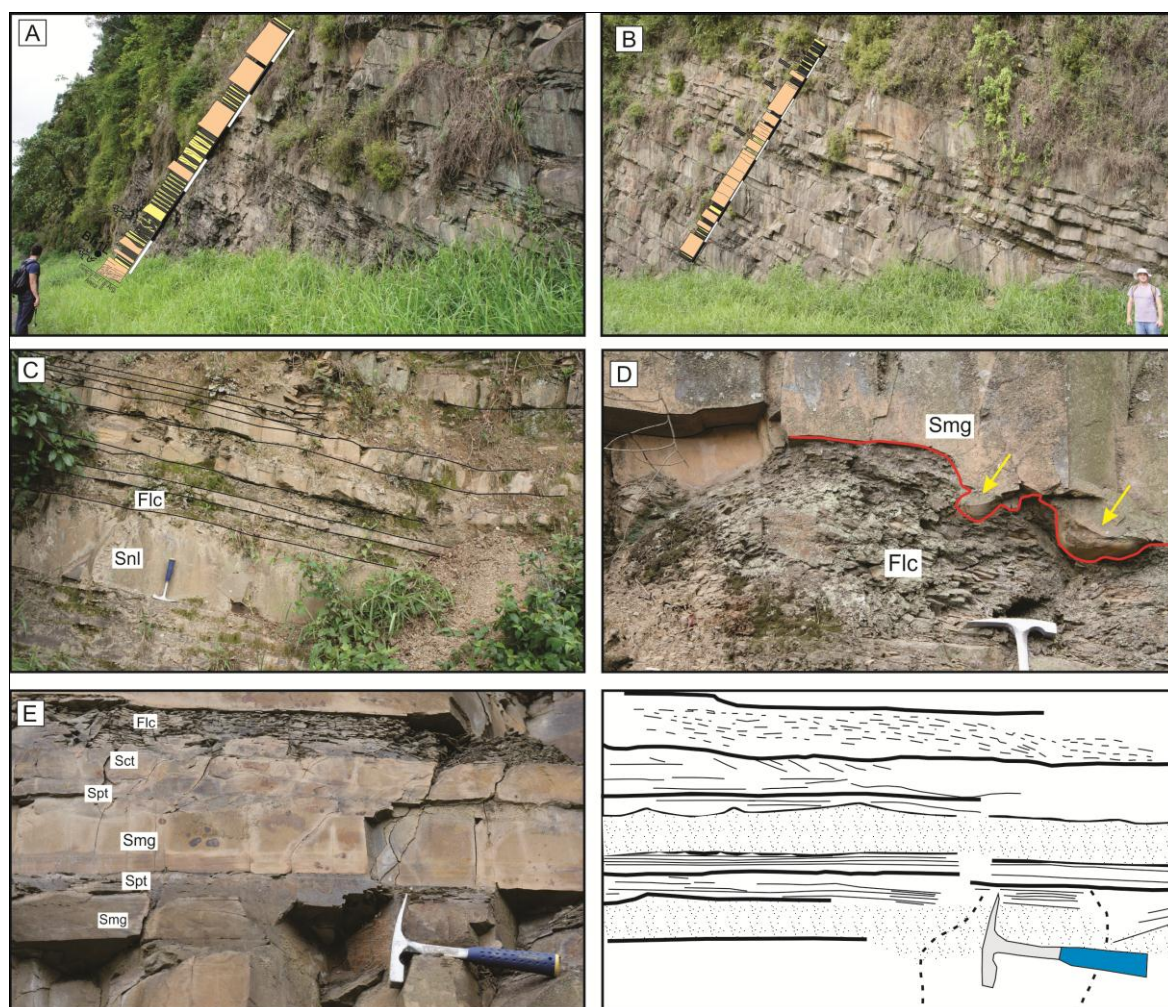


Figura 10. A) Sucessão de pacotes de arenito grosso (alaranjado) intercalados com ritmitos (cinza e amarelo); B) pacotes espessos de arenitos grossos em lençol sucedidos por arenitos finos e pelitos; C) Extensas camadas de arenitos grossos intercalados com pelitos; D) estrutura de carga na base da camada de arenito maciço em contato com pelitos laminados; E) arenito com sequência incompleta de Bouma.

Uma vez que o espectro litológico em depósitos turbidíticos seja bem maior do que o preconizado por Bouma (1962), as litofácies Smg, descritas neste trabalho, podem ser comparáveis tanto com o intervalo Ta de Bouma (1962), quanto os intervalos F5 Mutti (1992) e S3 Lowe (1982). Representam processos de deposição rápida por correntes turbidíticas de baixa densidade, sob regime de fluxo desacelerante, como demonstrado pela passagem gradativa do intervalo Ta

para intervalo Tb (Bouma 1962). A deposição da litofácies *Spt*, que compreende arenito com laminação planar-paralela, indica fluxo por tração no leito deposicional e migração de leitos com baixa amplitude (BEST & BRIDGE, 1992). A litofácies *Afc* que corresponde ao intervalo Tc de Bouma representa a maior parte da sucessão que sugere deposição por suspensão na transição para o regime de fluxo onde o fluxo tracional desacelerante no leito de correntes de baixa densidade (Bouma, 1962). A litofácies *Flc* que corresponde ao intervalo Te de Bouma e Te-2 de Talling et al. (2012) representam deposição de partículas argilosas por processo de floculação durante a passagem da corrente de turbidez. No processo de floculação as partículas argilosas se aglutinam rapidamente e são depositadas instantaneamente, não permitindo o desenvolvimento de laminações. As feições convolutas são interpretadas como produto da deformação sin-sedimentar por compressão interna dos acamamentos durante ou logo após a deposição (KUENEN, 1966).

6.4. ASSOCIAÇÃO DE LITOFÁCIES 3: DEPÓSITOS DE LOBOS TURBIDÍTICOS DISTAIS

Descrição - Esta associação de fácies (AF-3) inclui arenitos finos e pelitos que encerram as litofácies *Smg*, *Spt*, *Sct* e *Flc*, formando uma sucessão de estratos concordantes, lateralmente contínuos (> 150 m), composta de vários ciclos granodescente ascendentes (Figuras 7: AF-3; e 11A), com espessuras que variam entre 15 e 40 cm (Figura 11A). A litofácies *Amg* compreende arenitos maciços, com gradação normal, tendo base ondulada, às vezes, muito irregular, e estruturas de carga no contato com pelito laminado (Figura 11B e C). A litofácies *Spt* inclui camadas delgadas com espessura entre 5 a 20 cm de arenitos finos com laminação planar-paralela, lateralmente contínuos, que geralmente sucedem a litofácies *Smg* (Figura 11D e E). A litofácies *Sct* é composta de camadas tabulares a lenticulares de arenitos finos, com espessura regular de 10 cm, com laminações cruzadas onduladas (Figura 11D). O topo de cada ciclo, geralmente, pela litofácies *Flc* que compreende pelitos laminados a maciços, tabulares, lateralmente contínuos (>20 m), cinza-esverdeados, com marcas de sola (Figura 11F).

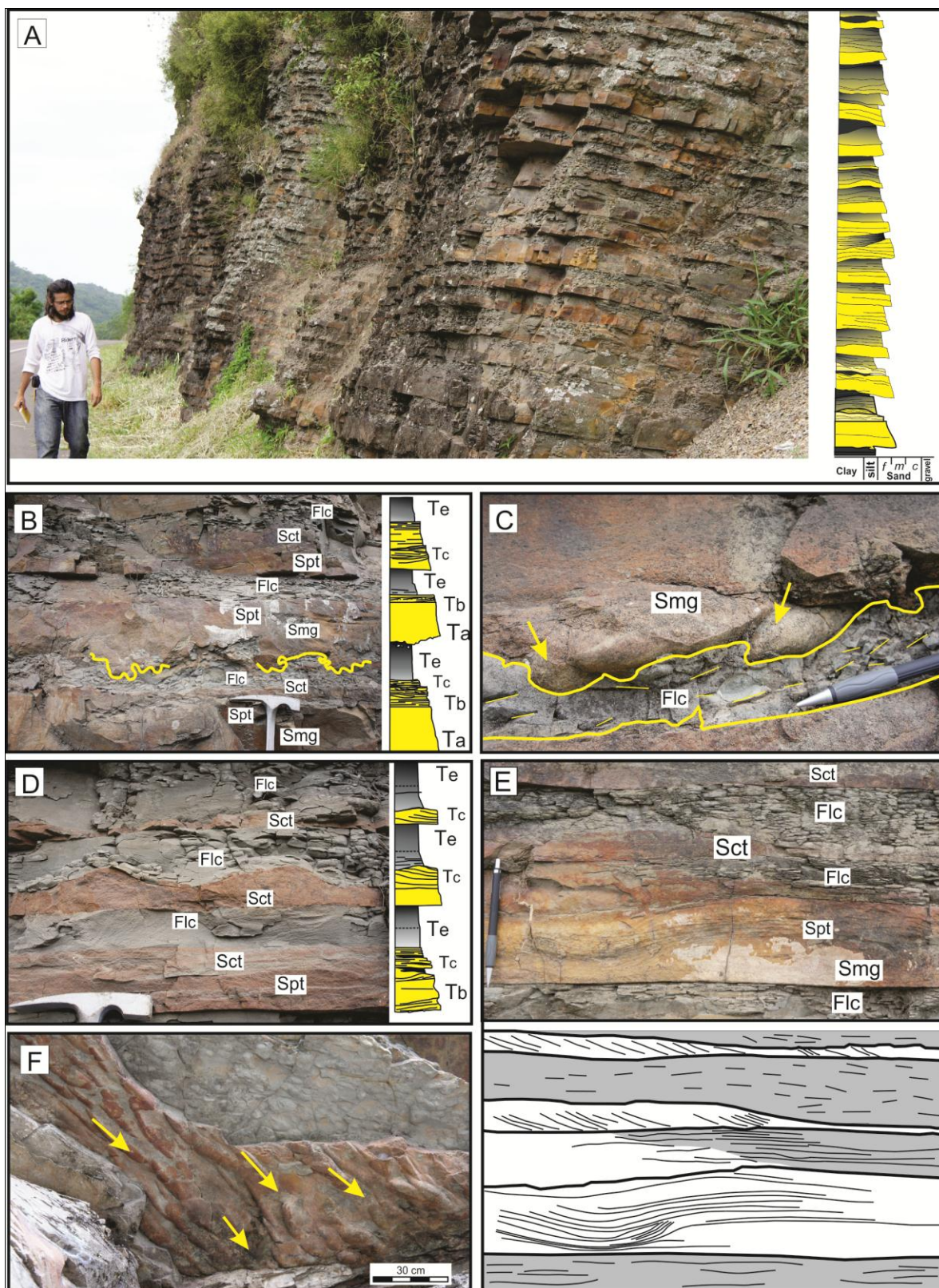


Figura 11. A) Sucessão rítmica de arenitos e pelitos em camadas regulares; B) Intervalos Tbce da sequência de Bouma, com estruturas de carga na interface arenito/pelito; C) Detalhe das estruturas de carga de arenito grosso (Ta); D) detalhe das *ripples* assimétrica e o detalha (ao lado) dos intervalos Tbce; E) detalhe dos intervalos das fácies turbidíticas de Bouma (abaixo interpretação); F) Turboglifos (setas) formado nos pelitos aparecendo como molde no arenito.

Interpretação – O padrão rítmico da sucessão de litofácies, a marcante amalgamação e presença dos intervalos completos da sequência de Bouma, indica que esta associação de litofácies foi depositada por sucessivas correntes de turbidez desacelerantes não-confinadas. A *litofácies Smg* resulta de processos da deposição instantânea de sedimentos por correntes turbidíticas de baixa densidade, durante a passagem do fluxo desacelerante, que corresponde ao intervalo Ta, que grada verticalmente para a litofácies Spt (intervalo Tb de Bouma). Para a litofácies Spt, o processo de fluxo tracional desenvolvido no leito deposicional é responsável pela migração de formas de leito com baixa amplitude (Best & Bridge, 1992), produzindo laminação planar-paralela. O intervalo Sct ocorre acima do intervalo Afp, às vezes na forma de *ripples* isoladas (*starved ripples*) em meio aos pelitos, sendo interpretado como resultado da deposição por fluxo tracional desacelerante (BOUMA, 1962). O intervalo Flc (BOUMA, 1962; TALLING *et al.*, 2012) indica deposição por suspensão após a passagem de corrente de turbidez. Turboglifos na base dos arenitos maciços (intervalo Ta de Bouma) orientados paralelamente ao sentido de migração de *ripples marks* (*litofácies Sct*) indicam a passagem de corrente de turbidez de alta energia sobre um substrato argiloso inconsolidado, oriundas de nordeste e norte segundo dados de paleocorrentes.

6.5. ASSOCIAÇÃO DE LITOFÁCIES 4: DEPÓSITOS DE FRENTE DELTAICA-PRODELTA

Descrição - A associação AF-4 compreende oito *litofácies*: *Slc*, *Sos*, *Spq*, *Slo*, *Sfh*, *Fll* e *Flm*. Forma sucessões de camadas com espessura de até 1.2 m em estratos individuais apresentando granodecrescência ascendente, tendo na base intercalações de arenitos muito finos e pelitos. A *litofácies Slc* ocorre na base desta associação é representada por pacotes tabulares de arenitos médios, com 0.3 a 0.5 m de espessura, não gradados, com topo e base planos. Apresentam laminações cruzadas cavalgantes subcríticas com *foresets* medindo entre 3 a 5 cm com recobrimentos argilosos (*drapes*) (Figura 12A). A *litofácies Sos* individualiza arenito fino bem selecionado disposto na forma de camadas tabulares, com 0.2 a 0.5 m de espessura e laminações onduladas simétricas (Figura 12A - base). A *litofácies Spq* é composta de arenitos médios a finos em camadas tabulares com espessuras que variam entre 30 cm a 1,2 m. Possuem laminação planar-paralela e

Michel S. Costa
Dissertação de Mestrado - UFPR

de baixo ângulo e esporádicas superfícies de reativação (Figura 12A - topo). A *litofácies Slo* ocorre como arenitos finos em camadas tabulares com de 6 até 50 cm de espessura com laminação ondulada simétrica intercalados com pelitos na forma de drapes, compondo estruturas tipo *flaser* e *wavy* em acamamentos heterolíticos (Figura 12B). Esporadicamente ocorrem estruturas de carga (Figura 12C), e *ripples* com recobrimento argiloso nos *foresets* (Figura 12D). A *litofácies Sfh* representa pacotes de arenito fino avermelhados e amalgamados, com base côncava e topo convexo com laminações planar-paralelas. Possui estratificação cruzada *hummocky* com amplitude de 2,5 a 3m (Figura 12E). A *litofácies Fll* é representada por pelito laminado, cinza-avermelhado, na forma de camadas lenticulares com 10 a 50 cm de espessura e continuidade lateral de até 20 m (Figura 12A). A *litofácies Flm* possui ampla regularidade vertical e continuidade lateral em uma sequência monótona de pelito tabular em camadas delgadas de ~5 cm e com laminação plano-paralela.

Interpretação - As características litológicas, as sucessões de granocrescência ascendentes e dominância de estruturas geradas por correntes, permitem interpretar esta associação de fácies como depósitos de frentes deltaicas dominadas por rios. A deposição de areias finas com laminação planar-paralela (*litofácies Spq*) a quasi-planar está inserida em locais com regime de fluxo superior onde há migração de leito. Podem ser formadas laminações cruzadas cavalgantes (*climbing ripples*) (*litofácies Slc*) por fluxo de regime superior durante a migração de formas de leitos com cristas retas, que passam a formar *ripples* quando a energia gradativamente diminui, especialmente em um ambiente deposicional distal onde a carga sedimentar não é tão elevada. Quando o *stoss side* encontra-se erodido, geralmente, sugere-se diminuição na carga sedimentar e baixa taxa de carga em suspensão e, portanto, nestas circunstâncias, apenas o *lee side* será preservado (WALKER, 1984). Este processo indica ambientes de rápida acumulação de sedimentos, onde o processo de retrabalhamento não é eficiente. Laminação ondulada simétrica em arenitos (*litofácies Sos*) indica a influência de fluxo oscilatório, impulsionados por ação de onda em regiões próximas à superfície em regiões de profundidades moderadas (WALKER, 1984). Estruturas *flaser* (*litofácies Slo*) indicam deposição por tração e suspensão durante eventos que alternam e atividade de corrente com quiescência (REINECK & SINGH, 1973).

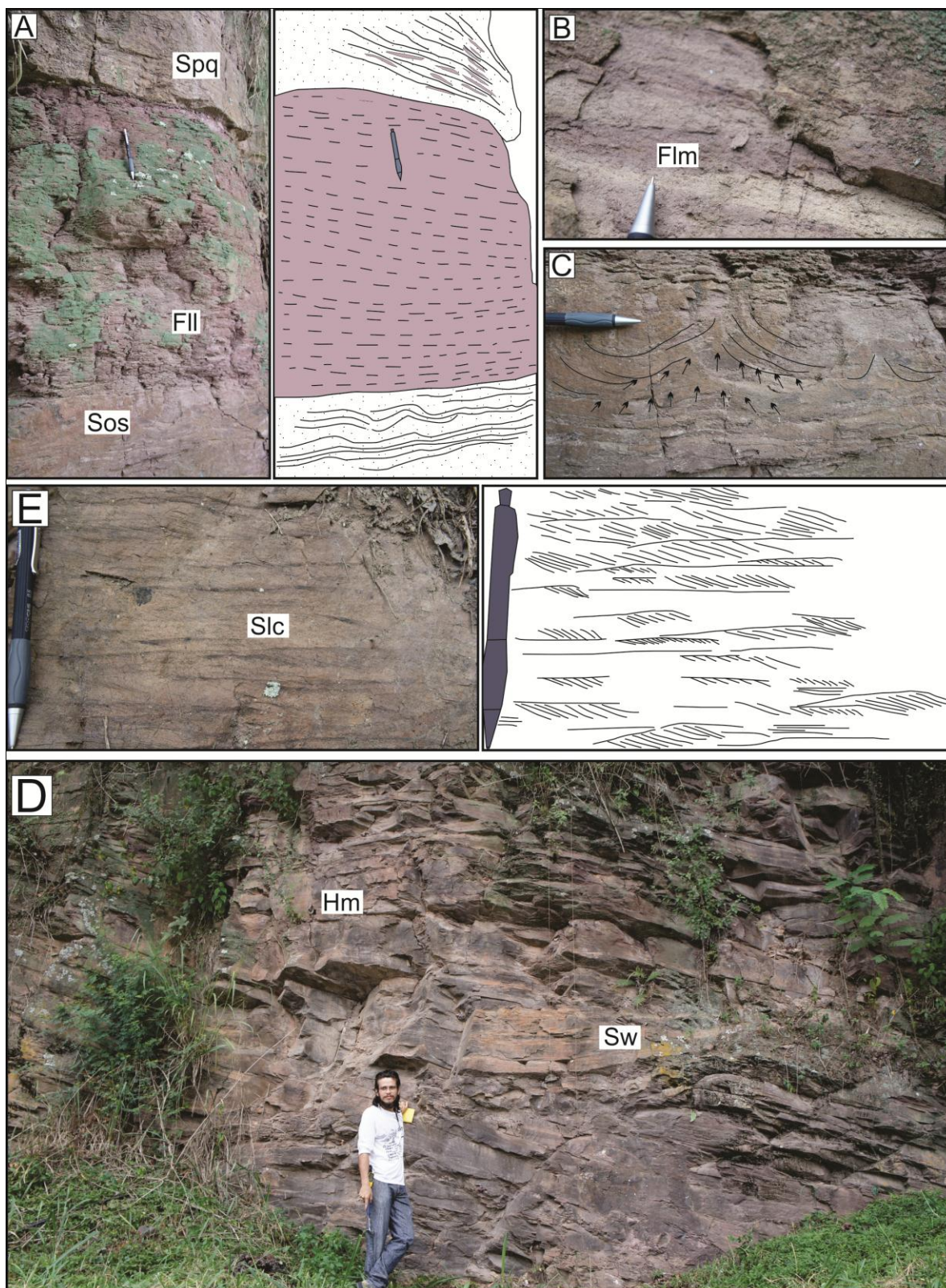


Figura 12. A) Arenito fino com laminações cruzadas cavalgantes; B) Camada de pelito laminado intercala a arenito com laminação ondulada simétrica na base e planar paralela no topo; C) intercalação de níveis argilosos (Pl) e arenosos (Ar); D) detalhe das estruturas de escape d'água; E) acamamento *hummocky* e *swaley* (*Hm* e *Sw*) em arenitos finos.

Os acamamentos heterolíticos ondulados (*litofácies Slo*) estão relacionados a descargas de suprimento sedimentar com periodicidade de deposição curta, onde o processo de ondas seria tão importante quando de correntes. Geralmente estas estruturas são encontradas em depósitos de frente de delta (LEEDER, 1995), estando associadas à estratificação cruzada *hummocky-swaley* (*litofácies Sfh*) que representam ação de processo de fluxos combinados gerados por tempestade. Por último, os pelitos ora intercalados com arenitos (*litofácies FII*), ora isolados (*litofácies Flm*), em corpos amplamente contínuos, representam a deposição de partículas finas por suspensão em ambiente de muito baixa energia, em regiões distais do sistema, representando a estagnação da energia do ambiente e amplo espaço de acomodação, interpretadas como depósitos de prodelta.

6.6. ASSOCIAÇÃO DE LITOFÁCIES 5: DEPÓSITOS DE PLANÍCIE DELTAICA COM CANAIS ENTRELAÇADOS

Descrição - Esta associação compreende as *litofácies Sca*, *Spq*, *Slc* e *FII* que formam uma sucessão de espessos pacotes tabulares a lenticulares de arenitos finos a médios cinza-avermelhados. Incluem ciclos sedimentares de granocrescência ascendente com espessuras de até 1 m e continuidade lateral superior a 30 m. A *litofácies Sca* é caracterizada por arenito médio em pacotes lenticulares com topo côncavo e base ondulada, com laminações cruzadas assimétricas que se encontram intercaladas aos pacotes de pelitos laminados (Figura 13A-B). A *litofácies Spq* compreende camadas tabulares e lenticulares de arenitos médios a finos com laminação planar-paralela e de baixo ângulo. A *litofácies Slc* compreende arenitos finos, com padrão de granocrescência ascendente, contendo no topo laminações cruzadas cavalgantes (Figura 13C) pouco desenvolvidas, com *foresets* que variam entre 3 a 5 cm, além de esporádicos recobrimentos argilosos (*mud drapes*). A *litofácies FII* ocorre geralmente intercalada às demais fácies, caracterizando pacotes de pelitos lenticulares com aproximadamente 10 cm de espessura, com presença de laminações planar-paralelas incipientes.

Interpretação – Esta associação de fácies é interpretada como planície deltaica onde arenitos com laminação planar-paralela (*litofácies Spq*) indicam deposição sob regime de fluxo superior, formando lençóis arenosos no leito de

canais fluviais, durante a perda gradual de energia (REINECK & SINGH, 1980; MIAL, 1996).

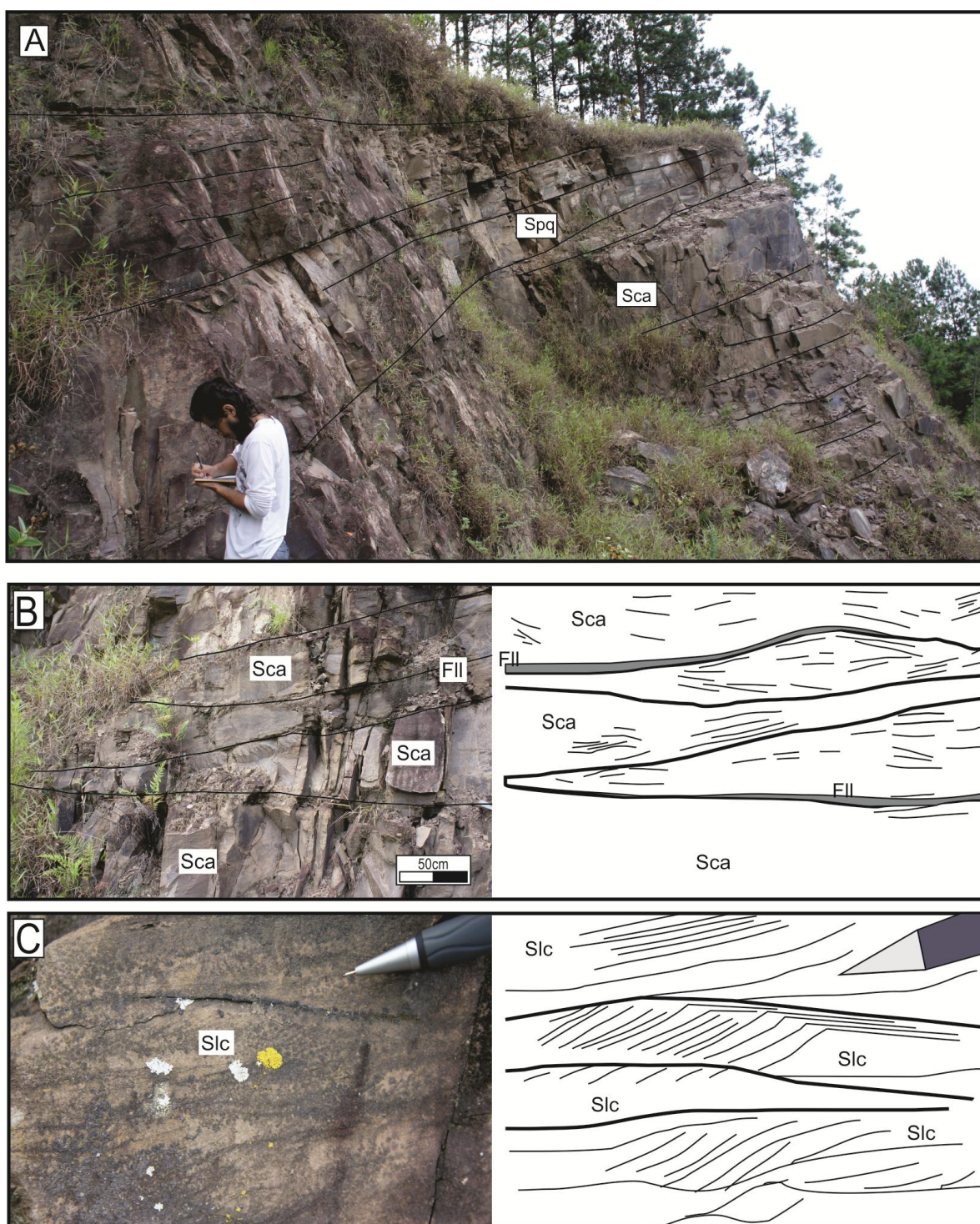


Figura 13. A) Sucessão de arenitos em camadas amalgamadas organizadas na forma de ciclos de granodrecrescência ascendentes; B) Pacotes amalgamados de arenitos intercalados com pelitos. No detalhe, arenito muito fino laminado (setas); C) Detalhe da geometria lenticular das camadas de arenitos; D) laminações cruzadas cavalgantes com filmes argilosos nos *foresets*.

Gradativamente, estes depósitos são sucedidos por camadas arenitos com laminações cruzadas, que indicam deposição de areia por transporte em leito de areias (REINECK & SINGH, 1980; MIAL, 1996). A transição entre laminações cruzadas assimétricas de corrente (*litofácies Sca*) formadas por tração dos grãos no fundo do leito, para as laminações cavalgantes (*litofácies Slc*) indica aumento na carga de leito em relação à suspensão. À medida que o fluxo de sedimentos é reduzido, ocorre maior descarga de areias na interface canais fluviais-delta. Pelito laminado (*litofácies Fll*) representam deposição de canais abandonados (MIAL, 1996). As intercalações com pelito e arenitos muito fino com laminações cruzadas e marcas onduladas simétricas sugerem depósitos externos aos canais (*overbanks*).

6.7. ASSOCIAÇÃO DE LITOFÁCIES 6: DEPÓSITOS DE CANAIS FLUVIAIS ENTRELACADOS

Descrição - Composta pelas *litofácies Sge, Sca, Sgp e Fll*, esta associação (AF-6) compreende uma sucessão de arenitos médios a grossos e moderadamente selecionados. Estão dispostos na forma de camadas amalgamadas com base côncava e topo plano a suavemente ondulado. A *litofácies Sge* compreende a porção basal desta associação. São arenitos médios a grossos esbranquiçados em camadas tabulares espessas (60 cm a 2 m) e com ampla continuidade lateral (Figura 14A) predominando em toda a sucessão, com gradação normal e estratificação cruzada tabular (Figura 14B). A *litofácies Sca* compreende arenitos com laminações cruzadas assimétricas em camadas individuais medindo até 1 m, com padrão granodecrescente ascendente. Esta *litofácies* grada para camadas de arenitos isolados para intercalações de arenitos e pelitos constituindo um arcabouço com camadas tabulares, levemente lenticulares de topo e bases planas. No topo da sucessão de cada ciclo ocorre a *litofácies Sgp* em camadas tabulares de arenito médio bem selecionado em com até 1 m que apresentam gradação normal e laminação plano-paralela. Na porção superior, ocorre a *litofácies Fll* sob a forma de pelitos cinza azulados de estrutura laminados e na forma de camadas lenticulares com 10 cm de espessura (Figura 14C).

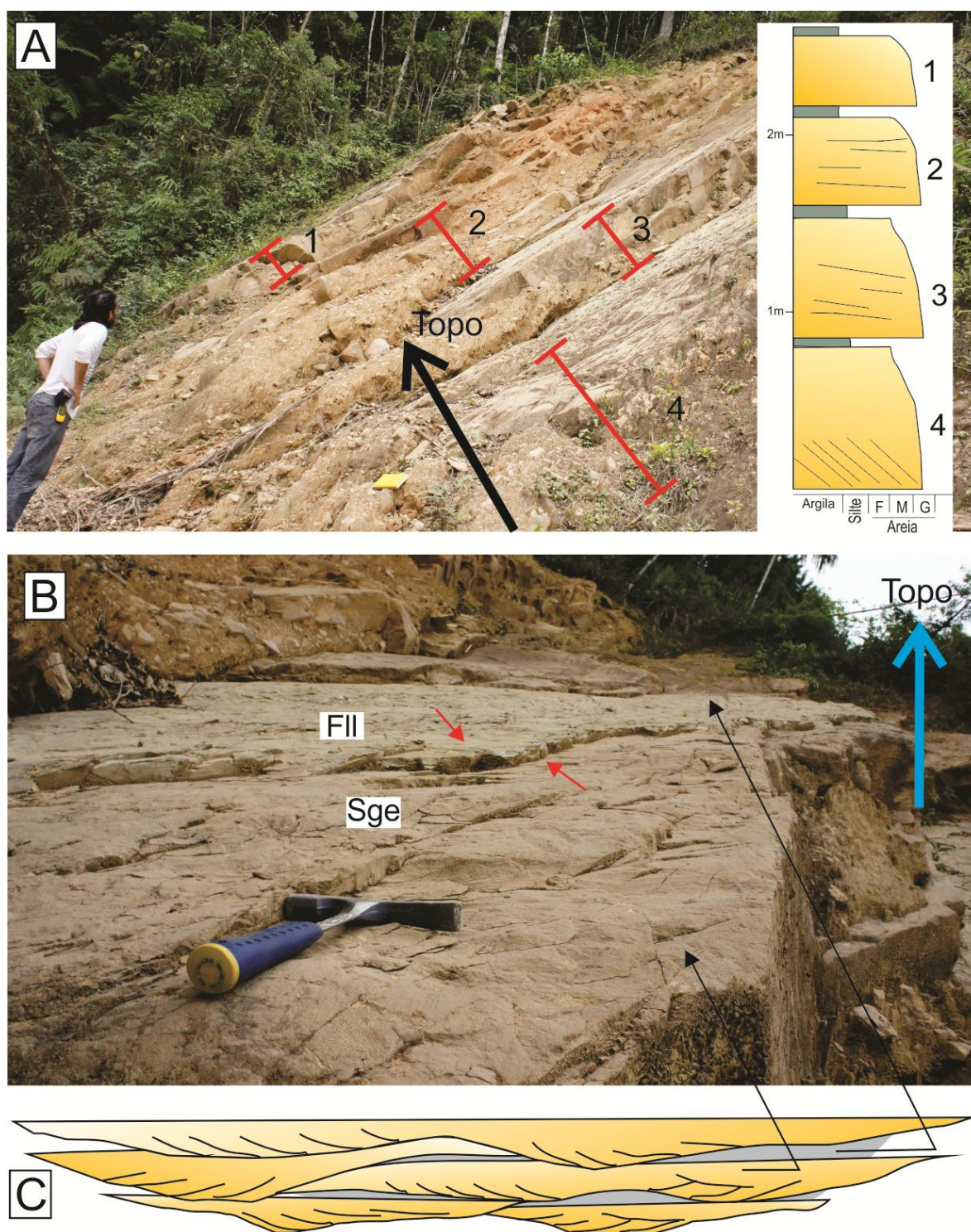


Figura 14. (A) Sucessão de camadas lenticulares a amalgamadas de arenito com adelgaçamento ascendente representado pelos intervalos 1 a 4; B) Log estratigráfico do afloramento de arenitos e pelitos amalgamados; C) Detalhe das camadas de pelito entre as de arenitos; (D) arquitetura dos complexos canais com base côncava e topo plano.

Interpretação - Esta associação de fácies representa depósitos arenosos de canais fluviais entrelaçados (Figura 14D). O padrão de amalgamação dos pacotes de arenito que originam macroformas em canais indica mudanças constantes na

dinâmica sedimentar (MIALL, 1984). Este processo é o registro da avulsão dos canais fluviais sob o regime de constante migração de dunas subaquosas (2D) (MIALL, 1996). Arenitos com estratificação cruzada tabular (litofácies Age) representam migração de dunas 2-D, que alcançam até 2 m (RUST & JONES, 1987). A combinação de estruturas de tração em arenitos médios, bem selecionados (ASHLEY, 1990) e arenitos com laminação planar (litofácies Sgp) indicam deposição durante regime de fluxo superior. Laminações cruzadas assimétricas (litofácies Sca) em arenitos médios a finos registram o mecanismo de transição de regime de fluxo superior para inferior. A dinâmica neste tipo de ambiente não favorece preservação de depósitos em planície de inundação que, constantemente, são erodidos pela migração de canais ativos. O abandono gradativo dos canais favorece a deposição de pelito laminado e maciços (litofácies FII).

6.8. ASSOCIAÇÃO DE LITOFÁCIES 7: DEPÓSITOS DE LEQUES ALUVIAIS

Descrição – Esta associação compreende as *litofácies Gce, Sml e Sgp*. A litofácies Gce representa cerca de 70 a 80% desta associação (Figura 15A) e inclui pacotes tabulares de conglomerado, com mais de 1 m de espessura e continuidade lateral de mais de 5 m (Figura 15B), podendo alcançar mais de 10 m. Apresenta estrutura maciça na base e estratificação incipiente com gradação normal na maior parte dos pacotes, especialmente na transição para as camadas de arenitos, que também exibem gradação normal. A trama interna varia de clasto-suportados (Figura 15C), na base, a matriz arenosa feldspática suportada, no topo. Os clastos são líticos metamórficos, ígneos, sedimentares (arenitos) e quartzo leitoso, em geral bem arredondados e subarredondados e alongados (\varnothing 5-20 cm). A *litofácies Sml* ocorre em camadas de arenitos média a grossa, delgados e com acamamento maciço (Figura 15D). Possuem extensão lateral limitada a poucos metros, com geometria lenticular e topo e base erosivo com contato abrupto. A *litofácies Sgp* é caracterizada por arenitos grossos dispostos em camadas lenticulares com estratificação planar-paralela (Figura 15E e F). Seixos imbricados com diâmetros que variam entre 1 a 4 cm, além de frequentes grânulos no plano de estratificação compondo *lags*.

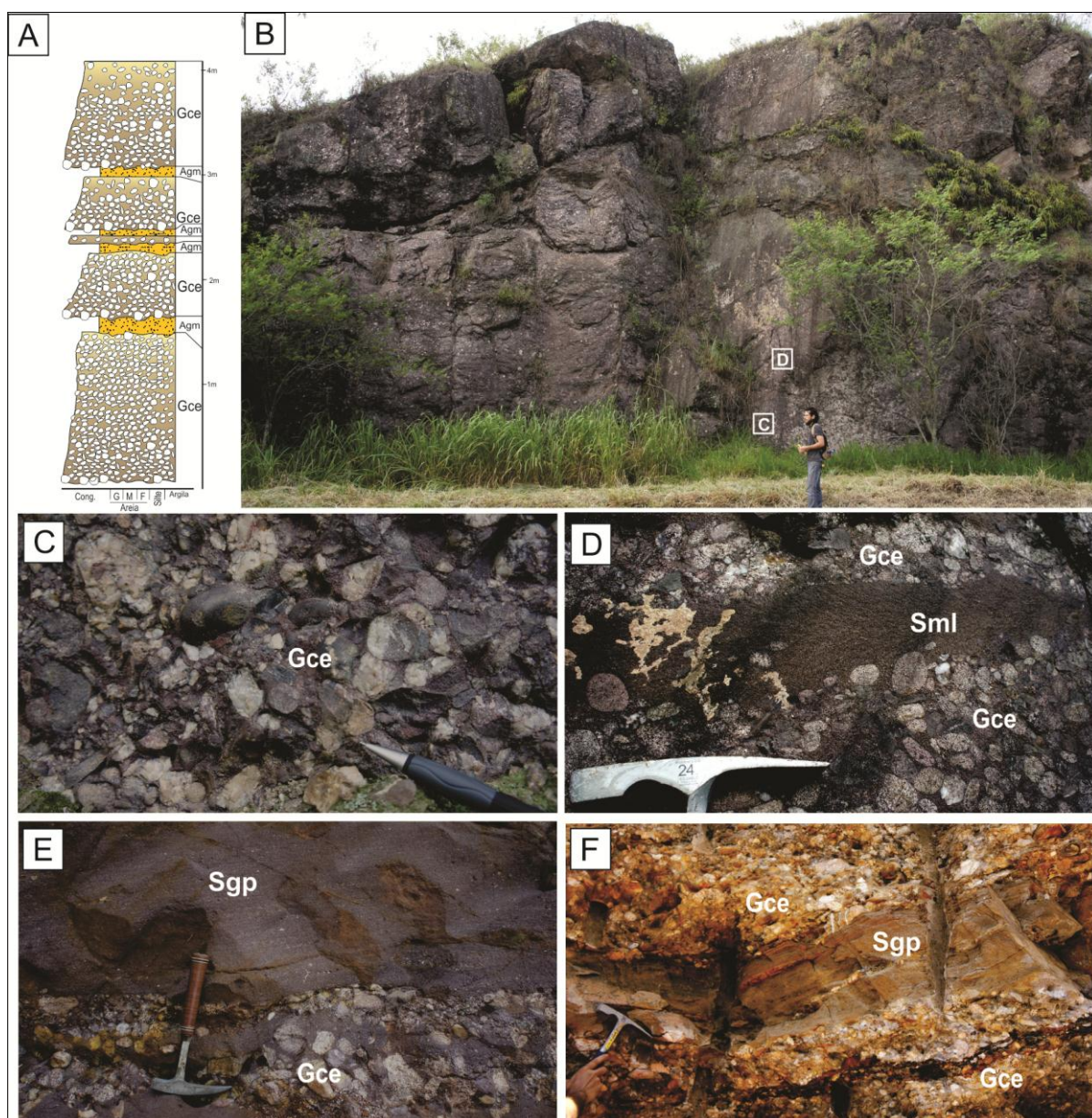


Figura 15. (A) Perfil estratigráfico de conglomerado e arenito com padrão de granodecrescência ascendente; (B) geometria dos pacotes de conglomerado contínuo e espesso e arenito na forma de lentes; (C) detalhe de conglomerado maciço clastos suportados; (D) lente de arenito maciço (litofácies Agm) em conglomerado (litofácies Gce); (E-F) arenito grosso com laminação planar-paralela e grânulos de quartzo (litofácies Agp).

Interpretação - Conglomerados com estratificação incipiente (litofácies Gce) e acamamento maciço sugerem deposição na forma de barras cascalhosas longitudinais ao longo canais de sistemas aluviais de alta energia (MIALL, 2006). Arcabouço com clasto-suportado corrobora com condições hidrodinâmicas alta energia, onde a areia grossa e grânulos podem ser transportados e depositados sob condição de regime de fluxo inferior. A orientação regular dos clastos com muitos imbricamentos indica deposição por tração. A presença de níveis com

matriz-suportada resulta da deposição por fluxo de detritos não-coesivo influenciados por sedimentação gravitacional. Camadas lenticulares intercalados de arenitos maciços (litofácies Sml) representam depósitos de fluxo de detritos hiperconcentrado. Arenitos com estratificação planar-paralela (litofácies Sgp) representam deposição durante regime de fluxo superior na forma de carpetes de tração em intervalos de variação da energia do fluxo. A variação granulométrica de arenitos maciços e estratificados com os espessos conglomerados refletem a instabilidade das taxas de fluxo e transporte em rios cascalhosos em ambientes de leques aluviais (MIALL, 1996).

CAPÍTULO 7 – SISTEMAS DEPOSICIONAIS

7.1. GENERALIDADES

A relação entre as mudanças de nível base e o suprimento sedimentar controla o grau com que o espaço de acomodação é consumido ou criado pela sedimentação (CATUNEANU, 2006). Isto define os padrões e estágios de preenchimento de um sistema de ante-país, onde os processos deposicionais são dominados por sedimentação marinho-profunda, marinho-raso, ou fluvial, respectivamente (Sinclair & Allen, 1992). Formas adequadas para descrever e interpretar a evolução do preenchimento estratigráfico de uma bacia de ante-país (*foreland*) têm merecido atenção por algumas décadas (DICKINSON, 1974; DICKINSON & SUCZEK, 1979; SCHWAB, 1986; Decelles & GILLES, 1996; NAYLOR & SINCLAIR, 2008).

O principal controle sobre as tendências deposicionais e os padrões de empilhamento estratigráfico em bacias de ante-país pode ser uma questão da eustasia, da carga orogênica, da erosão e deposição, da dinâmica topográfica, da tensão intraplaca ou da reativação do embasamento. Por isso, nestas bacias o preenchimento sedimentar geralmente pode refletir a interação entre este contexto tectônico e os processos sedimentares normais (BEAUMONT, 1981; ALLEN *et al.*, 1986). Apesar dos processos tectônicos, as sucessões sedimentares revelam relação lateral e vertical de fácies e ambientes deposicionais, onde estruturas podem ser atribuídas tanto à tectônica quanto à deformação sin-sedimentar.

As sucessões sedimentares do Grupo Itajaí, estudadas em 19 afloramentos no Vale homônimo (Figura 2), apresentam espessuras de 2 a 30 metros de altura por até 130 metros de comprimento em cortes de estrada. A análise das relações laterais e verticais das litofácies apresentadas nestas exposições permitiu definir sistemas deposicionais marinho profundo (turbidíticos), transicionais (deltaico) e continentais (fluvial entrelaçado e leques aluviais) que evoluíram em um contexto tectônico compressivo de sistema de bacia de ante-país, que envolveu o Complexo Brusque e o Cráton Luís Alves (Figura 16).

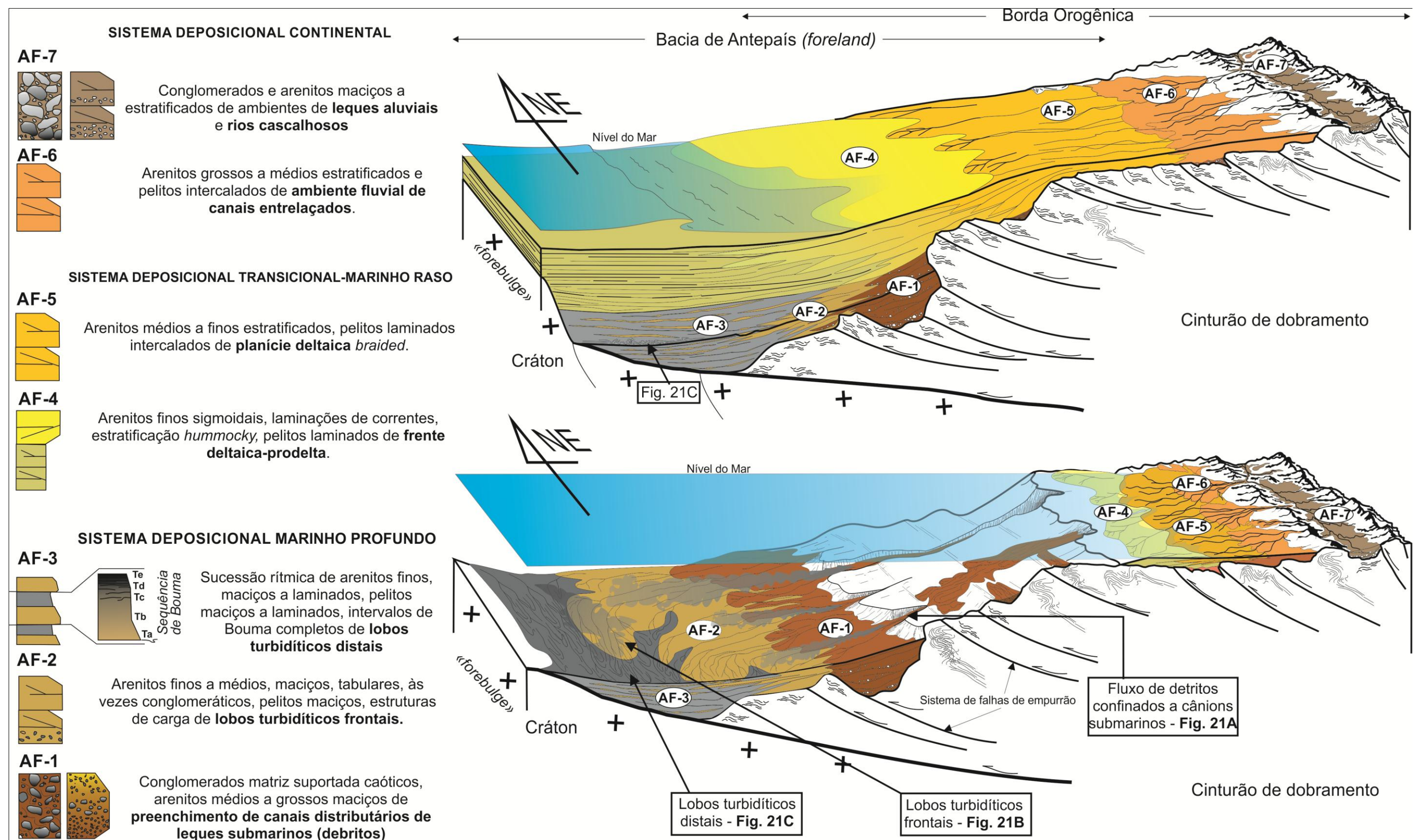


Figura 16. Bloco diagrama dos sistemas deposicionais do Grupo Itajaí no contexto de convergência de placas tectônicas e formação de bacia ante-país, com perfis estratigráficos de cada ambiente ao lado.

7.2. SISTEMA DEPOSICIONAL MARINHO PROFUNDO

Turbiditos são depósitos sedimentares originados por correntes de turbidez subaquáticas, sobretudo, em bacias ante-país ou em ambiente tectônico de margens continentais ativas e passivas. Os turbiditos do Grupo Itajaí evoluíram em um sistema de bacia ante-país e são caracterizados por estratos com ampla continuidade lateral e vertical, acamamentos regulares e gradacionais com afinamento dos grãos para o topo, maciços ou laminados, com marcas onduladas (*ripples*) e marcas de sola e estruturas de escorregamento (*slumps*).

As associações de fácies (AF1-AF3) descritas na seção anterior, encontram-se lateral e verticalmente relacionadas, compondo uma sucessão de estratos que indica um ambiente de sedimentação que se estende do talude ao piso da bacia (Figuras 16 e 17A). As associações de fácies AF1-AF3 compõem uma espessa sequência (> 150 m) aflorante de depósitos turbidíticos desenvolvidos em uma bacia ante-país alongada formada entre o Complexo Brusque e o Cráton Luís Alves (Figura 1B e 16). A associação AF-3 representa a sedimentação desenvolvida diretamente sobre o leito da bacia, enquanto que a sucessão das associações AF-1 e AF-2, com padrão de empilhamento caracterizado por espessamento das camadas de arenito e aumento da granulometria para o topo, é interpretada como canais distributários e lobos turbidíticos frontais não canalizados, respectivamente, desenvolvidos do talude inferior ao leito da bacia (Figura 17A). Os lobos compreendem vários sub-ambientes que refletem sedimentação fora do eixo (AF-1), no eixo (AF-2) e franja (AF-3), configurando as zonas proximal a distal do sistema deposicional (Figura 17A). É importante ressaltar que não foi definida uma fronteira entre qualquer uma dessas configurações ou associações de fácies. A porção inferior é dominada pelos espessos depósitos turbidíticos de debritos (AF-1) que passam gradualmente para depósitos turbidíticos frontais (AF-2), e a turbiditos finamente acamadados (AF-3). Os dois primeiros, por sua vez, tipicamente, exibem espessamento e aumento da amalgamação (Figura 16).

O padrão arquitetural e as relações lateral e vertical das associações de fácies dos complexos de lobos turbidíticos, descritos acima, foram comparados aos modelos de fácies de Mutti (1992) e Lowe (1982) para melhor entender os processos de sedimentação e a evolução destes depósitos na Bacia do Itajaí. O

modelo de Mutti (1992) (Figura 17B) fornece um esquema para classificação de fluxos submarinos que engloba nove subdivisões (F1 a F9, ver MUTTI, 1992; MUTTI *et al.*, 2003, para descrição completa). O modelo apresentado na figura 17B possui apenas as subdivisões relacionadas às fácies identificadas nos depósitos estudados no presente trabalho: F2-F7 e F9 (Figura 17A: perfis estratigráficos). A subdivisão F2 compreende depósitos arenosos a cascalhosos desorganizados (maciços), geralmente com matriz suportada. A subdivisão F3 é construída por conglomerados clasto-suportados representativos de fluxo friccional nas margens de fluxo de detritos cascalhosos. Conglomerados matriz-suportada são aqui interpretados como debritos de acordo com a classificação de Talling *et al.* (2012). A fácies F4 corresponde ao intervalo de “laminações espaçadas” (intervalo T_{B-3} *sensu* TALLING *et al.*, 2012). Este intervalo ocorre associado a arenitos maciços e registra a deposição por tração em carpete na base das camadas mais grossas. Arenitos finamente laminados do intervalo F7 correspondem aos depósitos por cisalhamento laminar durante fluxo trativo, recobertos por espessos depósitos que apresenta os intervalos de fluxo turbulento. Mutti *et al.* (2003) atribui este intervalo a deposição a partir de fluxo diluto. O intervalo F5 envolve significativo suporte do excesso de pressão de fluido nos poros, e é depositado *em masse*. O intervalo F8 (ou T_a de Bouma) é depositado de forma incremental como camadas delgadas, em que a acumulação rápida evita retrabalhamento e produzir laminação planar. O Intervalo F9 representa depósitos de fluxo dilutos turbulentos e a grupa as subdivisões T_b , T_c , T_d e T_e de Bouma (MUTTI *et al.*, 2003; Figura 17B).

Comparando com o modelo de Lowe (1982) (Figura 17C), os conglomerados com gradação normal (*litofácies Gcn*) correspondem à divisão R_3 , similar à divisão F2 de Mutti (1992), que representa a fase inicial de deposição da sequência turbidítica. A divisão S_1 (LOWE, 1982) é representada pela *litofácies Amt*, resultante de depósitos arenosos grossos com estruturas de tração durante a passagem de fluxo de alta densidade. Esta litofácies é sucedida pela *litofácies Amg* equivalente ao intervalo S_3 de Lowe (1982) e T_a de Bouma (1962). A fase final da sedimentação ocorre a partir de correntes de turbidez de baixa densidade com sedimentação por tração que resulta nos intervalos com laminação planar-paralela (T_b) a laminações cruzadas (*ripples*; T_c). Estas litofácies são seguidas por uma nova fase de sedimentação que envolve suspensão resultando na intercalação de silte e argila (T_d) e pelitos maciços (T_e).

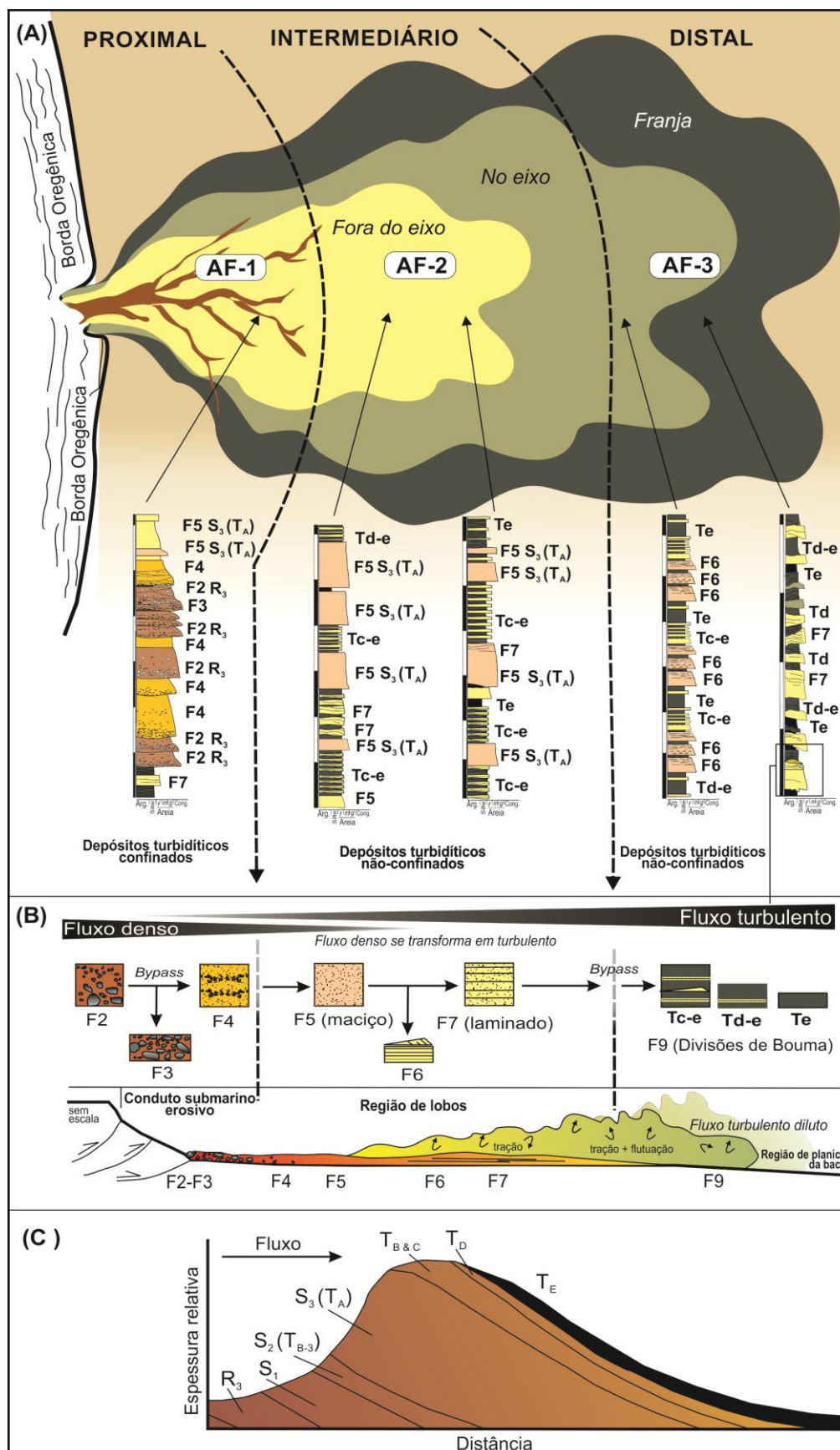


Figura 17. A) vista em planta esquemática dos subambientes e associações de fácies. Notar a presença de ciclicidade e a passagem transicional entre as associações; B) Modelo da evolução do

fluxo e tipo de depósito turbidítico de Mutti (1992); C) Modelo deposicional de Lowe (1982) para mudança lateral das fácies turbidíticas.

7.3. SISTEMA DEPOSICIONAL TRANSICIONAL-MARINHO RASO

Deltas são discretas protuberâncias formadas quando a carga sedimentar de um rio entra em corpos aquosos (oceano, mares lagunas e lagos), e o suprimento sedimentar é depositado mais rápido do que os processos bacinais de erosão/redistribuição removem este material. Os sistemas deposicionais deltaicos podem ser classificados de acordo com os processos dominantes, em: deltas dominados por rios, por onda e por maré (GALLOWAY, 1975). Muitos autores contestam esta classificação, pois em princípio, todos os deltas são dominados por rios, sendo sua morfologia e processos atuantes as características que podem ser dominados por processos de maré e onda. Entretanto, aqui ainda será utilizada a classificação de GALLOWAY (1975), para fins de entendimento dos processos geradores das associações de fácies definidas. A planície deltaica compreende uma zona subaérea dominada por canais distributários e por baías interdistributárias e a frente deltaica e prodelta, respectivamente, são zonas localizadas entre o domínio de processos fluviais e bacinais, e sedimentação por suspensão no domínio estritamente bacinal. Deltas dominados por rios são caracterizados por entrada significativa de aporte terrígeno argiloso e baixo a moderado gradiente que permite grande eficácia dos processos de retrabalhamento bacinal (READING & COLLINSON, 1996). A presença de ciclos de granocrescência ascendente (ver Figura 7), gradação entre os estratos e estruturas formadas por ondas de tempestade permitem classificar os depósitos investigados, neste trabalho, como um sistema deltaica dominado por rio e influenciado por tempestade.

As associações de fácies que compõem a porção intermediária do Grupo Itajaí são interpretadas como pertencentes a depósitos de planícies deltaica entrelaçada (*braided*) e depósitos de frente deltaica-prodelta. A planície deltaica compreende arenitos finos a médios de moderada extensão lateral considerável, lenticulares, representando geometria de lençol em sistemas arenosos com ampla largura e baixa profundidade, com estruturas de tração (*ripples*) que passam para associações mais distais de prodelta com depósitos mais finos. Representam depósitos de canais distributários e interdistributário (Figura 18A) com laminações onduladas simétricas, cruzadas assimétricas (*ripples*) e planar paralelas.

O incremento vertical na frequência e espessura das camadas arenosas indicam progradação de depósitos da frente deltaica-prodelta, caracterizado pela intercalação de camadas de arenitos e pelitos, a presença de estruturas geradas por correntes nas camadas de arenitos em função do aumento de fluxos unidirecionais intermitentes, derivados de sistemas fluviais localizados mais a jusante (Figura 18B).

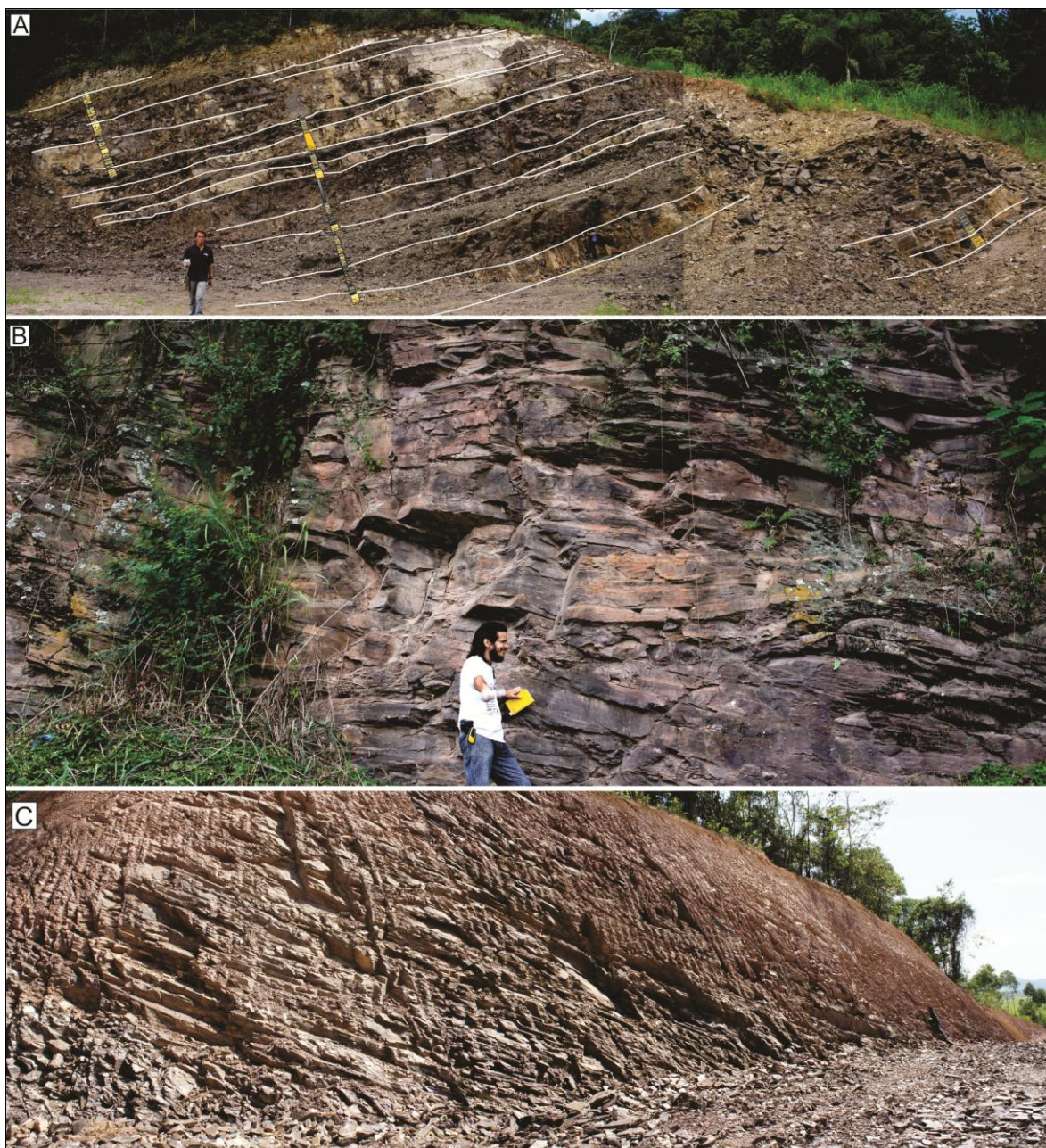


Figura 18. (A) Sucessão de planície deltaica entrelaçada, com perfis representando o empilhamento sedimentar, (B) frente deltaica e (C) prodelta.

A presença de fácies formadas por fluxo oscilatório, laminações onduladas simétricas e estratificação cruzada *hummocky-swaley* em alguns níveis da sucessão, sugerem que embora a construção da frente deltaica seja dominada por descarga fluvial, em períodos de baixa descarga, a frente deltaica ficava sujeita à ação de ondas normais e de tempestade (BHATTACHARYA, 2006). A zona de ocorrência da estratificação cruzada *hummocky* está localizada ente o nível de base das ondas de bom tempo e das ondas de tempestade, na transição para os depósitos de costa a fora (*offshore*). A presença de canalizações e formação de espessos depósitos pelíticos de prodelta sugerem grande quantidade de sedimentos depositados por suspensão durante condição de baixa descarga fluvial-aluvial (Figura 18C).

7.4. SISTEMA DEPOSICIONAL CONTINENTAL

A distribuição e padrão dos estratos de fácies fluviais e de leques aluviais em bacias de ante-país são controladas pela combinação da dinâmica entre tectônica e flutuações no nível eustático (MIALL, 1981). Os critérios fundamentais para estudar o controle tectônico em bacias de ante-país incluem a análise de mudanças no estilo das fácies longitudinal ou transversal ao eixo da bacia, bem como das mudanças abruptas na proveniência sedimentar (MIALL & ARUSH, 2001). O conhecimento sobre a evolução de sistemas deposicionais de leques aluviais e fluviais tem aumentado, substancialmente nos últimos anos (COLLINSON & LEWIN, 1983; ETHRIDGE *et al.*, 1987; SHANLEY & MCCABE, 1998; MARZO & PUIGDEFABREGAS, 1993; e MIALL, 2006). Os sistemas deposicionais neste contexto são caracterizados por sedimentos imaturos, arenosos e cascalhos cuja mineralogia tem íntima relação com a assembleia de rochas do embasamento adjacente. O material cascalhoso perfaz a maior proporção destes depósitos, desde as porções proximais que compõem cones aluviais, até as porções mais distais, onde o fluxo hidráulico ainda permite o transporte de material acima de 2 mm.

Os conglomerados e arenitos conglomeráticos do Grupo Itajaí, descritos neste trabalho, representam depósitos de fluxo de detrito em sistemas aluviais que formaram sucessões espessas e pobremente estratificadas. Os depósitos conglomeráticos, com clastos moderadamente selecionados e imbricados de

rochas metamórficas, indicam transporte e deposição por rios cascalhosos entrelaçados de planícies aluviais. Os corpos de arenitos, maciços a estratificados e suas geometrias, indicam ambientes canalizados de médio a grande porte dentro dos grandes corpos conglomeráticos. Os arenitos são resultado da perda de corrente e deposição de sedimentos mais finos quando os canais migram ou são, conseqüentemente, abandonados. Pacotes de arenitos com espessura de aproximadamente 1 m, intercalados com camadas delgadas de siltitos maciços, representam depósitos em complexos de canais fluviais entrelaçados nas porções mais externas dos sistemas de leques aluviais proximais, responsáveis pela redistribuição dos sedimentos nas planícies aluviais. Mesmo em regiões de relevo menos acentuado, a alta descarga fluvial e sedimentar permitiam o desenvolvimento de rios entrelaçados em toda extensão continental da bacia. Os complexos de canais fluviais entrelaçados são controlados pela alta descarga de sedimentos oriundos das regiões orogênicas adjacentes, que apresentam gradiente topográfico favorável à descarga de sedimentos e formação de leitos estreitos (MIALL, 1978; RUST, 1978). Estes rios entrelaçados arenosos possuem uma mobilidade de barras maior que os cascalhosos, devido à composição do leito deposicional. Dentro deste contexto, os rios entrelaçados são formados por uma rede de canais interconectados separados por barras arenosas e depósitos pelíticos em locais de fluxo abandonado. Dentro dos sistemas cascalhosos as amalgamações são bem menos visíveis do que nos sistemas fluviais entrelaçados arenosos. A amalgamação de pacotes de arenitos deve-se ao processo comum neste sistema fluvial, onde barras de meio de canal com formas de leito menores migram ao longo do seu dorso e face frontal (BRISTOW, 1987).

CAPÍTULO 8 – EVOLUÇÃO ESTRATIGRÁFICA

8.1. ARQUITETURA ESTRATIGRÁFICA

A estratigrafia de uma bacia de ante-país resulta da interação da aplicação de um sistema de forças (carga) da borda orogênica e a tensão da placa flexural (placa do ante-país), combinada com a erosão e sedimentação, que governam o espaço de acomodação e o aporte sedimentar (SINCLAIR & ALLEN, 1992; ALLEN & ALLEN, 2005; Figura 19). A distribuição dos ambientes deposicionais é, portanto, determinada pela dinâmica crustal, natureza do sistema de dispersão e mudanças do nível de base. Consequentemente, a geometria típica, em grande escala, de um sistema de bacia ante-país é em forma de cunha, onde a parte mais espessa da sequência fica do lado da carga orogênica, que se adelgaça progressivamente e formado *onlap* na placa do ante-país (Figura 19).

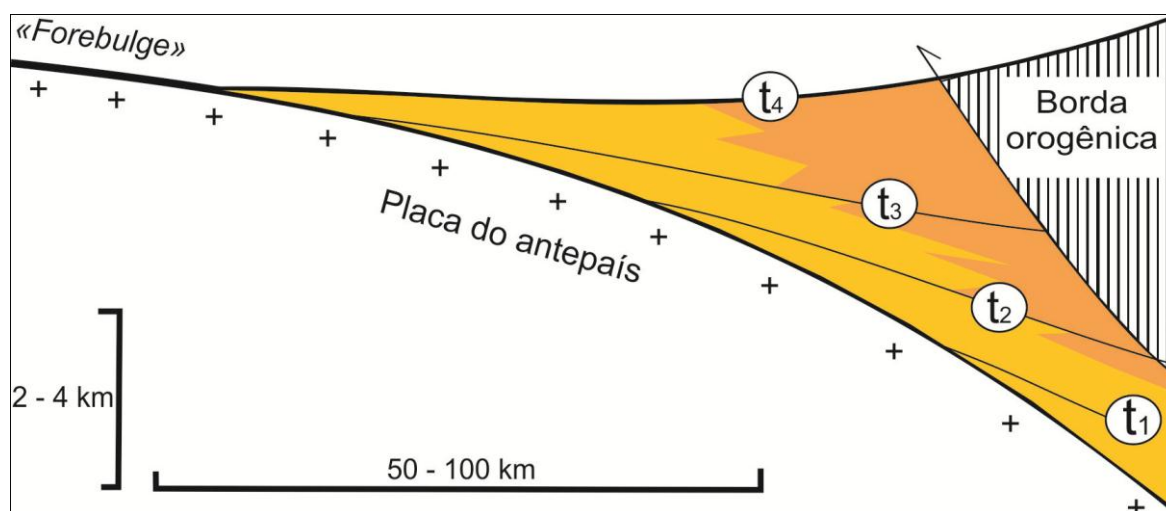


Figura 19. Ilustração diagramática do arcabouço esatratigráfico de uma bacia de ante-país (*foreland*) com *onlap* na parte na parte cratônica dos estratos representados pelas linhas cronoestratigráficas correspondem (t_1 - t_4). Modificado de Allen & Allen (2005).

As relações vertical e lateral dos sistemas deposicionais, o padrão de empilhamento das fácies, mostram que a estratigrafia da Bacia do Itajaí exibe uma arquitetura estratigráfica clássica de preenchimento de uma bacia *foreland* (*sensu* COVEY, 1986). Três tratos deposicionais, da base para o topo, foram definidos e incluem dois grandes ciclos de raseamento para o topo: *underfilled* e *filled-overfilled* (Figura 20). Estes dois ciclos compreendem três subunidades

paleoambientais, denominadas de Tratos Depositionais: I - sedimentação marinho-profundo (*underfilled*), II - sedimentação deltaica-marinho raso (*filled*) e III - sedimentação continental (*overfilled*).

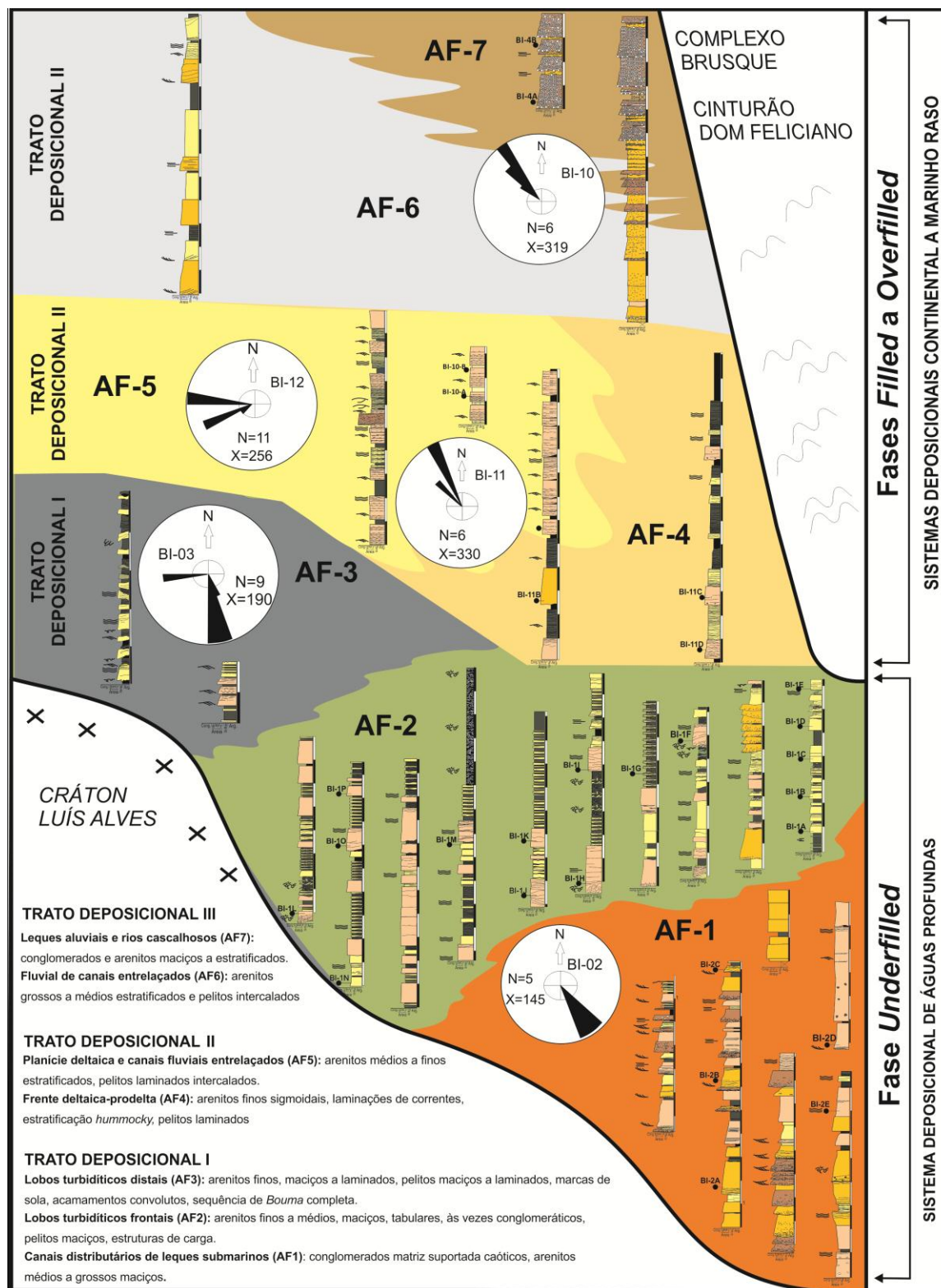


Figura 20. Relação estratigráfica entre os tratos deposicionais definidos neste trabalho, cuja arquitetura se baseia em modelos tectônicos de bacias de ante-país (ver ALLEN & ALLEN, 2005).

A natureza imatura do arcabouço detrítico das rochas e as mudanças não sistemáticas dos sistemas deposicionais, que passam de continentais a sistemas marinhos profundos em uma área geograficamente restrita, corroboram com este modelo de evolução estratigráfica e tectonicamente influenciada. Neste contexto, a dinâmica tectônica e aporte sedimentar condicionaram o espaço de acomodação disponível para sedimentação, onde a evolução sedimentar e estratigráfica do Sistema ante-país do Itajaí, apresenta um claro aumento na quantidade de elementos arquiteturais de ambientes marinho-profundo na base a transicionais e continental no topo. No entanto, uma das feições sedimentares mais marcantes do padrão arquitetural estratigráfico é a presença dos depósitos turbidíticos de águas profundas desta bacia.

8.2. TRATO DEPOSICIONAL I

Este trato deposicional representa os estágios iniciais de preenchimento da bacia, também referenciado como fase *Underfilled* (Figura 20), desenvolvido durante estágios de maior movimento flexural e menor dinâmica de subsidência, caracterizado pela instalação de sistemas deposicionais estritamente de ambiente marinho profundo na porção central da bacia (intervalos t_1 a t_2). Estes sistemas deposicionais são dominados por fluxos gravitacionais responsáveis pelo transporte e acumulação de sedimentos na forma de depósitos em lobos turbidíticos frontais e distais, alimentados por sedimentos transportados ao longo de sistemas de canais distributários submarinos (Figuras 16 e 17).

A arquitetura dos complexos de lobos (Figura 21A-B) e o padrão de paleocorrentes sugerem desenvolvimento destes depósitos paralelo ao eixo principal do depocentro da bacia, onde paleofluxo indica direções de transporte de noroeste para sudeste. Esta observação é consistente com a localização do depocentro principal e propagação da frente de convergência da parte orogênica da bacia (GUADAGNIN *et al.*, 2010). O padrão amalgamado dos sucessivos lobos turbidíticos, a presença de deformações sin-sedimentares (Figura 21C) atesta o feito da dinâmica flexural na placa do ante-país da bacia (Figura 19). Os indicadores de paleocorrentes, obtidos principalmente em laminações cruzadas, mostram que o sistema leques submarinos era concordante ao eixo principal da bacia, com propagação de noroeste para sudeste (ver Figura 7; AF-1). A presença

de conglomerados e arenitos conglomeráticos (denominados de debritos) na margem sul da bacia, combinado com as tendências dos paleofluxos, indica que o material sedimentar detrítico para a bacia derivou, preferencialmente, do Complexo Brusque durante pulsos tectônicos com transporte a partir da borda sul da bacia.

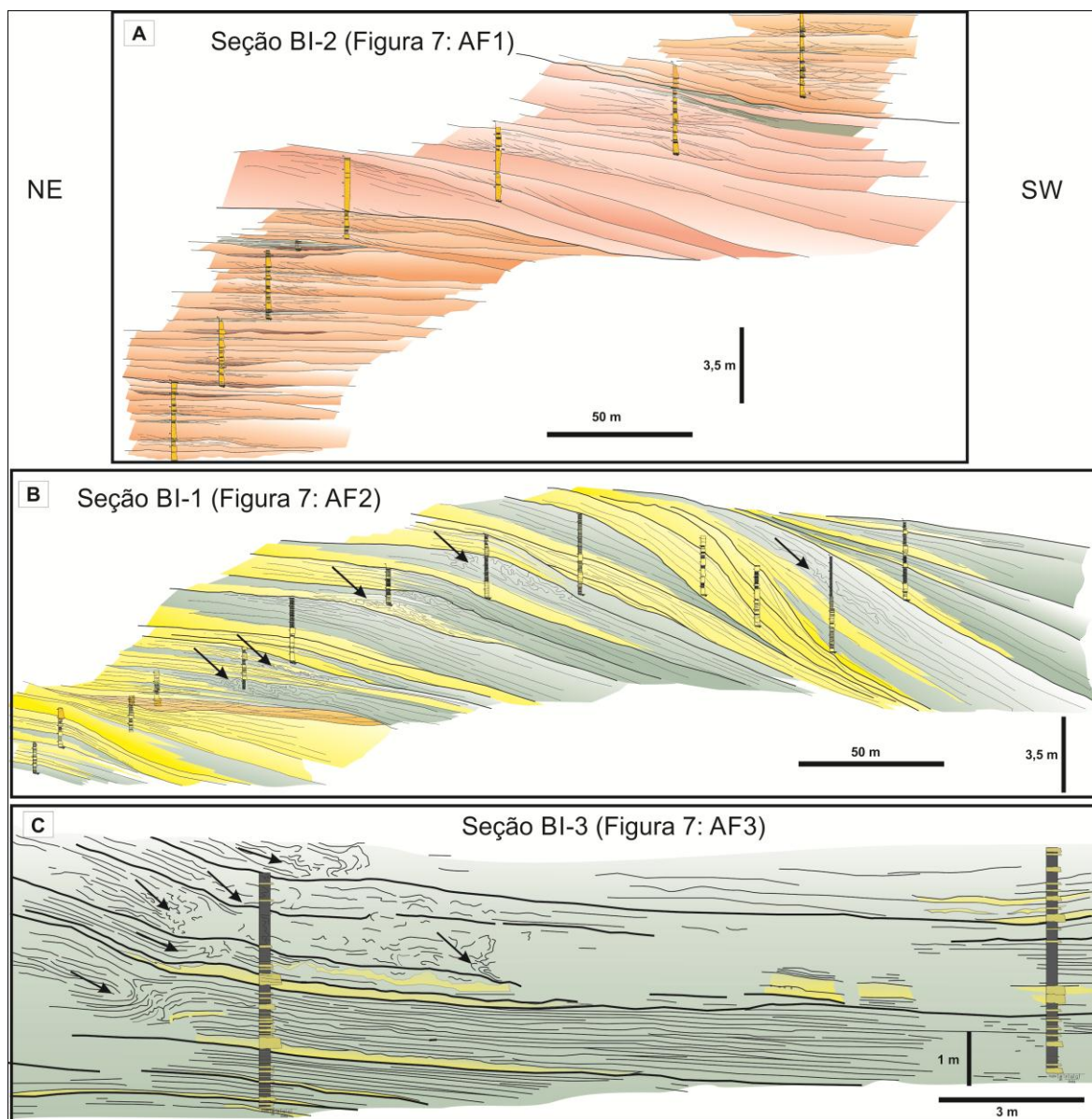


Figura 21. Vista panorâmica dos depósitos de cânions submarinos (A), lobos turbidíticos frontais (B) e distais (C) que compõem a fase inicial de sedimentação na Bacia do Itajaí (*Underfilled*). Setas indicam escorregamentos (*slump*) durante os sucessivos pulsos de correntes de turbidez. Os perfis são os mesmo da figura 7, organizados para ilustrar a arquitetura deposicional (ver figura 16).

A contrário dos trabalhos de Appi (1991), Rostirolla *et al.* (1992; 1999) e Basei (2011), os dados estratigráficos e paleoambientais levantados neste trabalho, corroborados por modelos teóricos da literatura, indicam que os sistemas

deposicionais de águas profundas na Grupo Itajaí, que afloram próximo à cidade de Apiúna, representam a fase inicial de sedimentação na bacia, aqui denominada de Trato Deposicional I.

8.3. TRATO DEPOSICIONAL II

O Trato Deposicional II representa a fase de preenchimento efetivo da bacia (fase *filled*), caracterizado por depósitos de frente deltaica e prodelta, sucedidos gradativamente por depósitos acumulados em ambiente de planície deltaica com canais distributário entrelaçados (*braided plain*). Esta tendência deposicional é o reflexo do aumento da dinâmica de subsidência em relação ao soerguimento flexural, causando a progradação acentuada de espessos pacotes arenosos sigmoidais da frente deltaica sobre arenitos finos e argilas de prodelta. A presença de estratificação *hummocky-swaley* de grande porte evidencia ação de ondas de tempestade nesta unidade. A porção distal deste sistema deposicional deltaica é caracterizado por pelitos tabulares, amplamente contínuos, onde ocorrem dobras bem desenvolvidas (Figura 22), atribuída à tectônica convergente sobre a placa do ante-país.

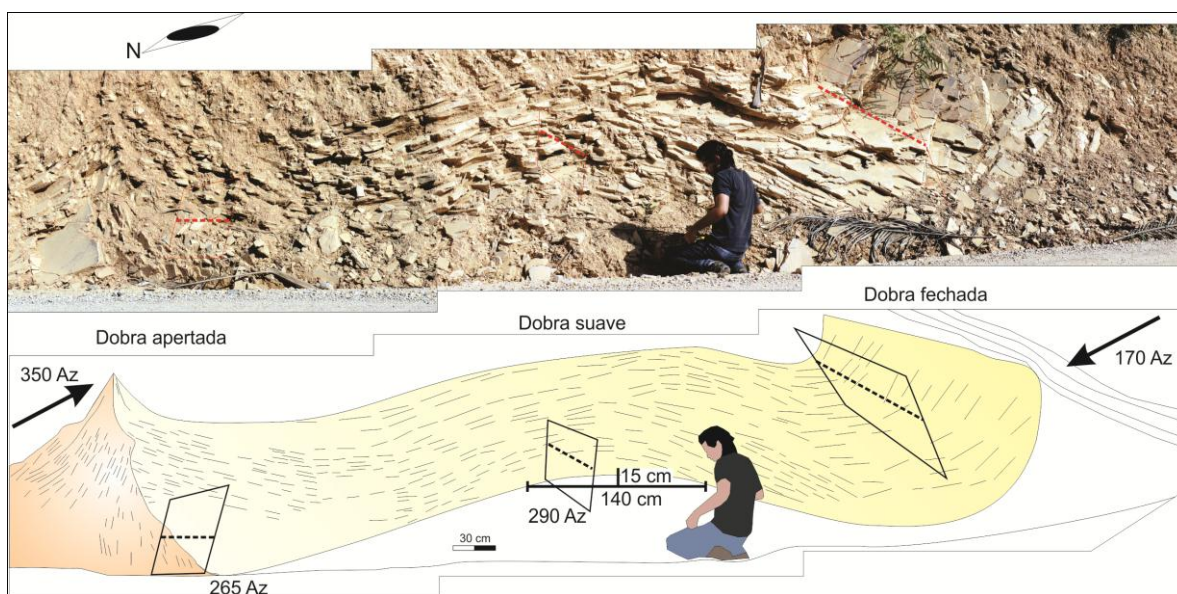


Figura 22. Dobra tectônica em arenitos finos e pelitos dos depósitos de prodelta (AF-4) do Grupo Itajaí.

8.4. TRATO DEPOSICIONAL III

O Trato Depositional III compreende a porção superior do Grupo Itajaí e representa a fase final de preenchimento da bacia (fase *overfilled*). Esta fase inversão envolveu uma profunda erosão subaérea dos terrenos adjacentes e *bypass* sedimentar em decorrência do aumento no soerguimento flexural em relação dinâmica de subsidência, onde se instalam ambientes fluviais e leques aluviais (Figura 20). Os leques aluviais se desenvolveram nos sopés de cadeias de montanhas da região orogênica, com contribuição de rochas metamórficas do Cinturão Brusque, como constado no arcabouço dos conglomerados.

Os leques aluviais formados por fluxos de detritos, em geral, possuem clastos muito mal selecionados, de tamanhos centimétricos a métricos, com uma geometria do leque mais radial, com camadas espessas e pouco amplas lateralmente. Divergentemente, os conglomerados mais distais, como os descritos neste trabalho possuem camadas métricas, com um melhor selecionamento e arredondamento de clastos indicando tanto uma deposição, tanto por processos de fluxo de detritos, quanto transporte em corpos aquosos que marcam a estruturas dos conglomerados e suas contínuas intercalações com arenitos estratificados. Grandes leques aluviais podem ser vistos mesmo hoje nas regiões orogênicas atuais, onde leques formados por rios são cascalhosos e possuem os canais fluviais preenchidos por areia, migrando continuamente sobre o leque.

A sedimentação dos canais fluviais se deu desde a cabeceira dos leques aluviais até as planícies deltaicas. Os depósitos atribuídos ao sistema fluvial continental assemelham-se ao das planícies deltaicas, mas possui bem menos pelitos e seus arenitos são mais grossos. Sua estrutura é amalgamada e os corpos de arenitos são amplos. Estes corpos teriam se desenvolvido até o fechamento da bacia, sendo encontrados nas regiões estratigráficas mais superiores dos depósitos.

CAPÍTULO 9 – IMPLICAÇÕES PARA PROVENIÊNCIA

9.1. COMPOSIÇÃO MINERAL DOS ARENITOS

A análise petrográfica realizada neste trabalho foi conduzida em 28 amostras de arenitos e os resultados encontram-se listados na tabela 3. Foram quantificados os componentes detríticos e diagenéticos, que serão descritos a seguir de acordo com os respectivos sistemas deposicionais. Os arenitos foram classificados como arcóseos, sub-arcóseos, litarenito e grauvacas feldspáticas, sendo caracterizados pela predominância de grãos de quartzo ($31 \% < Q > 76 \%$) com relação aos feldspatos ($6 \% < F > 48 \%$) e líticos ($F < 9 \%$), que geralmente exibem formas anédricas angulosas a subangulosas, mal selecionados e baixo conteúdo de matriz (Figura 23).

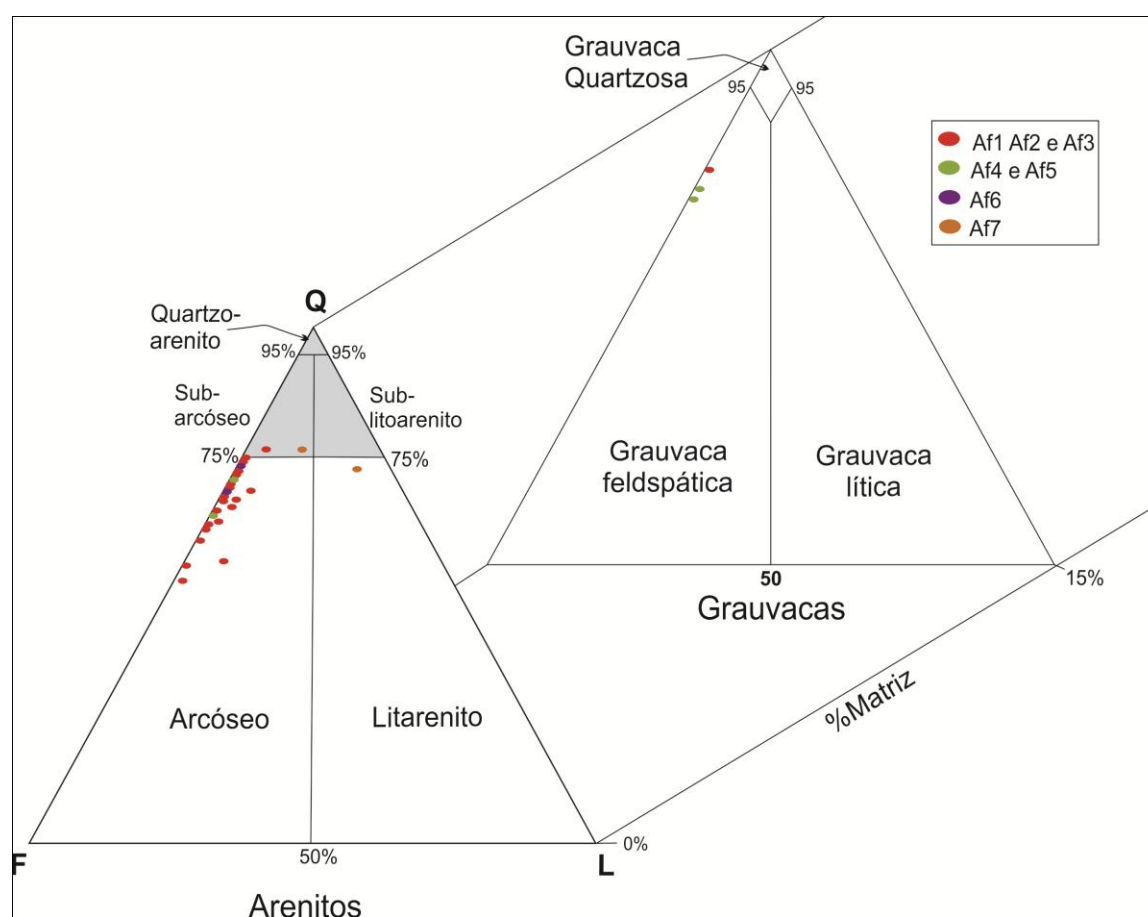


Figura 23. Composição modal das rochas sedimentares da Bacia do Itajaí em diagrama ternário para arenitos (FOLK, 1980) e grauvacas (PETTIJOHN, 1975). As amostras foram classificadas e agrupadas de acordo com as associações de fácies sedimentares.

TABELA 3. Composição modal dos arenitos do Grupo Itajaí. Qz: quartzo total (Qm+Qp), Fd: feldspatos (Kf+Pl), Lt: líticos (Lm+Ls+Li), Qm: quartzo monocristalino, Qp: quartzo policristalino, Kf: feldspato potássico, Pl: plagioclásio, Li: lítico ígneo, Lm: lítico metamórfico, Ls: lítico sedimentar, Mt: matriz; Ca: cimento carbonático, ill: illita, Ka: caulinita, Cl: clorita, e Qa – Sílica; Ab – Albita; Ox – Óxido de ferro; Ct – Cimento total; Cp – Grau de Compactação {0 (pouco) a 10 (elevado)}.

Amostra	COMPONENTES DETRÍTICOS (%)											CONENTE DIAGENÉTICOS								
	Q	F	L	Qm	Qp	K	P	Lm	Ls	Li	Mx	Ca	Ill	Ka	Cl	Qa	Ab	Ox	Ct	Cp
BI-4B	72	6,4	21	45	27	3,6	2,8	21	-	-	10	2	5	10	-	0,5	-	4	22	7
BI-4A	76	14	9,8	62	14	10	4	9,8	-	-	10	15	1	3	-	-	-	3	22	6
BI-13	70	30	-	55	16	21	8,4	-	-	-	10	-	8	5	15	-	-	2	30	4
BI-10A	68	32	-	63	5,6	23	8,8	-	-	-	15	-	-	5	1	-	0,5	2	8,5	6
BI-10B	73	27	-	66	7	18	8,4	-	-	-	20	-	12	30	-	-	-	2	44	4
BI-11A	71	29	-	70	1	6,4	23	-	-	-	5	-	3	4	-	-	-	4	11	7
BI-12A	64	36	-	64	-	26	11	-	-	-	10	-	4	5,5	-	-	-	4	13	4
BI-2E	70	30	-	63	6,8	17	13	-	-	-	3	8	3	4	4	-	-	5	24	4
BI-2D	68	27	4,6	51	18	17	10	2,8	2	-	7	-	4	7,5	-	-	-	13	25	5
BI-2C	67	31	2,8	53	13	19	12	2	1	-	3	-	4	3	-	-	0,5	15	23	6
BI-2B	76	20	3,4	58	19	13	7	2	1	-	5	-	3	4	-	-	0,5	12	20	6
BI-2A	75	25	-	53	22	14	11	-	-	-	5	-	4	6	-	-	0,5	10	21	5
BI-1P	55	39	6,8	43	12	26	12	0,4	5	1	5	-	5	10	3	-	0,5	12	31	7
BI-1O	73	27	-	54	18	21	6,4	-	-	-	6	-	-	2	-	-	0,5	10	13	6
BI-1N	64	36	-	52	12	27	8,8	-	-	-	8	-	1	2	2	-	0,5	20	25	7
BI-1M	61	39	-	54	7,4	26	13	-	-	-	4	40	2	3	3	-	-	0,5	49	7
BI-1L	54	46	-	46	8	32	14	-	-	-	5	15	1	5	1	-	-	0,5	22	6
BI-1J	72	28	-	67	5	17	11	-	-	-	10	8	-	3	2	-	-	0,5	14	4
BI-1I	69	31	0,2	64	5,2	17	14	0,2	-	-	7	8	1	3	5	-	-	0,5	18	5
BI-1H	68	32	-	54	13	20	13	-	-	-	7	15	2	4	-	-	-	0,5	21	5
BI-1G	59	41	-	59	-	34	6,8	-	-	-	10	-	-	2	5	-	-	0,5	7,5	4
BI-1F	67	33	0,6	54	13	24	8,4	0,6	-	-	3	3	1	-	9	-	-	1	14	5
BI-1E	62	38	-	62	-	26	12	-	-	-	5	-	-	-	6	-	-	15	21	3
BI-1D	65	32	2,8	53	12	20	12	1	-	1	6	3	1	2	8	-	-	3	17	7
BI-1C	63	36	1,8	44	19	23	13	1,4	-	-	8	-	1	3	5	-	-	3	12	5
BI-1B	78	23	-	31	-	1	8	-	-	-	50	-	3	-	15	-	-	35	53	3
BI-1A	51	48	1	44	7	9,8	38	-	1	-	10	10	-	1,5	10	-	-	1	23	6
BI-3A	74	26	-	74	-	4,8	21	-	-	-	10	60	5	-	5	-	-	5	75	3

Arcóseos e Subarcóseos – são arenitos que contém no seu arcabouço mais de 25 % de feldspatos (K-f ou Pl), com relação ao quartzo e líticos (TUCKER, 1981). Micas são frequentes, especialmente, as finamente granuladas. Arcóseos são derivados do intemperismo de rochas ígneas félsicas ou metamórficas ricas em feldspatos. Geralmente são de primeiro ciclo sedimentar. São pobremente a bem selecionados e sua textura depende do grau de retrabalhamento.

Independentemente, do tipo da rocha-fonte a composição destes arenitos é condicionada pelo tectonismo e clima (DICKINSON, 1985).

Litarenitos – são extremamente diversos e caracterizados pelo alto conteúdo de fragmentos de rochas, pobremente selecionados e podem conter grande quantidade de matriz (<15% do volume). Ocorrem associados com conglomerados e outros tipos de rochas como depósitos sedimentares marinho-profundo. O alto conteúdo de fragmentos instáveis de rochas e o moderado conteúdo de feldspatos sugere que estas rochas são derivadas de áreas com alto relevo. Indicam que os detritos são removidos rapidamente de áreas elevadas antes que o intemperismo possa destruir os clastos instáveis e outros grãos do arcabouço (Boggs Jr, 2009). Litarenitos são raramente derivados de blocos continentais, que tipicamente fornecem quartzarenitos e arcóseos (Dickinson, 1985). Litarenitos são derivados de reciclagem de orógenos que se formam pela colisão de blocos continentais, sendo depositados como leques aluviais proximais, ambientes fluviais ou leques submarinos em ambiente de bacia de ante-país (*foreland basin*).

Grauvacas – embora o termo grauvaca seja utilizado, muitos trabalhos têm sugerido que este seja abandonado (p.e. BOGGS Jr., 2009). Em geral, o nome grauvaca serve para designar a arenitos cinza escuros, cinza esverdeado, ou negros, com característica diferencial de serem ricos em matriz.

9.2. ARENITOS DO SISTEMA DEPOSICIONAL MARINHO PROFUNDO

Constituintes Detríticos - Os arenitos dos sistemas turbidíticos (lobos frontais e distais) são finos a muito finos, caracterizados pela predominância de quartzo monocristalino (Qm), feldspatos (Kf e Pl) e abundante conteúdo de matriz (M). Geralmente, grãos que apresentam formas anédricas angulosas a subangulosas, às vezes orientados segundo os planos da estratificação. Exibem contatos geralmente pontuais, côncavo-convexos e, esporadicamente, com sutil suturação. Os arenitos, que representam os depósitos confinados a canais distributários, são relativamente grossos à conglomeráticos e se destacam por apresentar abundantes fragmentos líticos (Lm), alongados e arredondados.

O quartzo monocristalino (Qm) ocorre com diâmetros que variam entre 0.1 a 1.3 mm, exibe baixa esfericidade, com moderado arredondamento e extinção reta a ondulante (Figura 24A). Quartzo policristalino (Qp) apresenta dimensões entre 0.4 a 1.5 mm e é representado por grãos subangulosos a subesféricos, alongados e com extinção muito ondulante. Internamente é composto de cristais com contatos suturados e palhetas de micas orientadas entre os cristais (Figura 24B).

O K-feldspato constitui grãos que variam entre 0.2 a 0.5 mm de diâmetro, às vezes até 0.8 mm (Figura 24B-C). Possuem formas irregulares equidimensionais, angulosas a sub-arredondadas, com maclas tipo tartan e textura gráfica. Alguns grãos exibem sobrecrecimento que foi identificado como albita (Figura 24C). O plagioclásio se apresenta com tamanhos entre 0.1 a 0.7mm, tendo hábitos tabular subédrico, às vezes esféricos e arredondados. A maioria dos grãos exibe geminação polissintética e *carlsbad*, que às vezes estão levemente deformada (Figura 24D).

Os líticos sedimentares (Ls) são de pelitos e têm tamanhos que variam de 0.3 a 0.7 mm, alongados sub-arredondados e, às vezes, encontram-se esmagados entre os grãos do arcabouço. Os fragmentos de rochas metamórficas (Lm) possuem dimensões entre 0.4 a 1.5 mm e são alongados, sub-angulosas a arredondadas, compostos de cristais orientados de quartzo e micas (Figura 24E). Os líticos ígneos (Li) são frequentes nos arenitos mais grossos e são compostos de quartzo, K-feldspato e muscovita. Possuem tamanhos entre 0.6 a 0.8 mm, arredondados a subangulosos.

A matriz representa cerca de 2 a 5 % do arcabouço, com apenas 20 % em uma amostra, e é composta de argilominerais, onde a caulinita é dominante. Franjas de clorita na superfície de grãos são observadas e tendem a preencher os espaços intergranulares remanescentes. Na matriz é frequente a presença de carbonato e clorita, que estão associadas a grãos alterados como feldspatos e micas (muscovita e biotita).

As micas são relativamente mais abundantes nas litologias finas do que nas litologias grossas (Figura 24F). A muscovita detrítica é muito frequente e possui tamanhos que variam entre 0.1 a 0.7 mm. Seu aspecto é transparente e, muitas vezes, encontra-se 'esmagada' entre os grãos do arcabouço. Subordinadamente, a biotita ocorre em algumas amostras, na forma de grãos com diâmetros entre 0.4 a

1.0 mm. Outros minerais acessórios incluem turmalina, euédrica, verde, além de zircão subédricos e titanita.

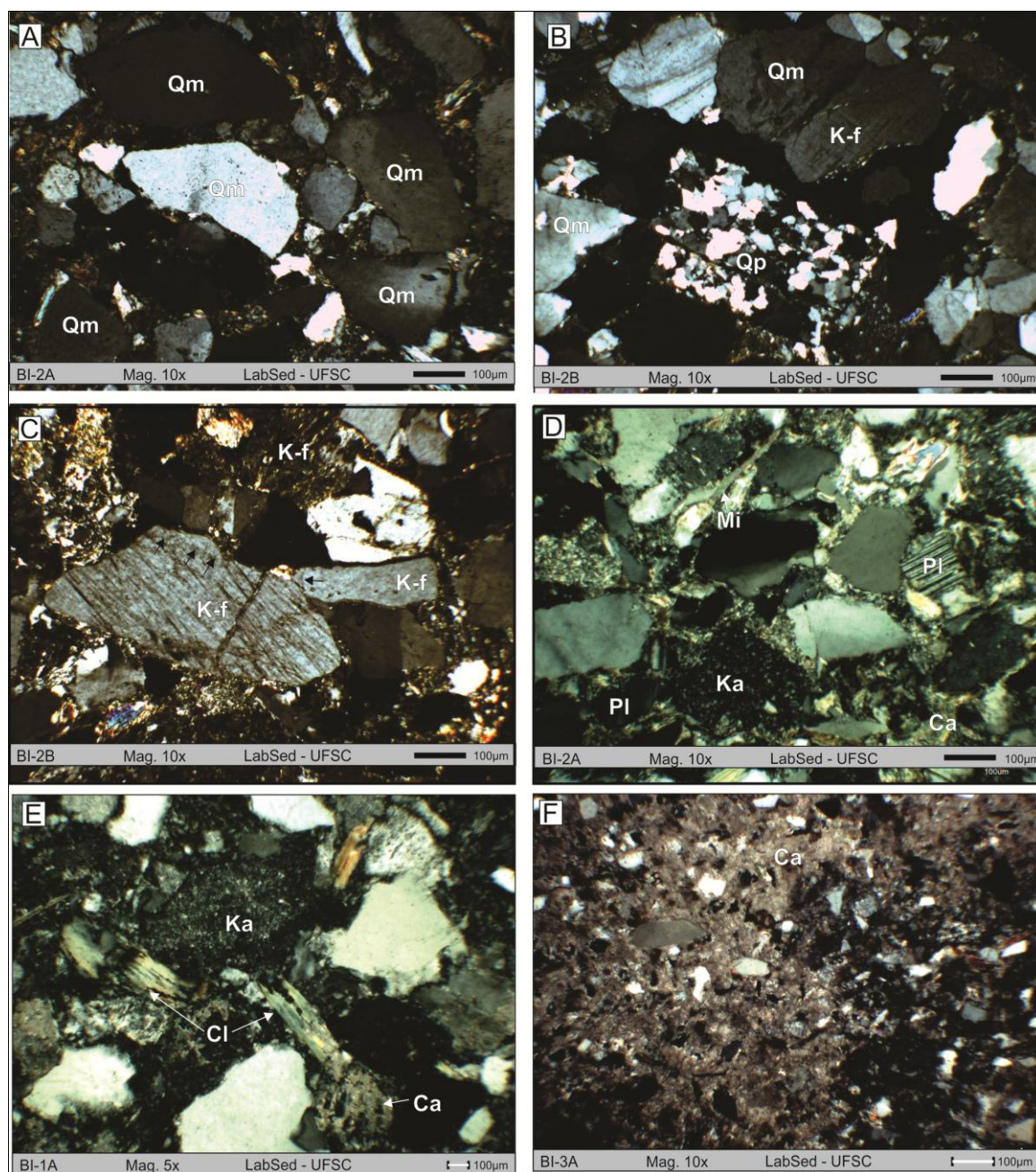


Figura 24. Fotomicrografia (polarizadores cruzados) dos arenitos do sistema turbidítico: A) Clorita de forma tabular a partir da substituição biotita. Leve cimentação por quartzo no grão à esquerda; B) grão pelítico deformado entre grãos mal selecionados; C) Feldspatos tabulares sericitizados; D) grãos de micas deformados entre grãos; E) espaço intergranular cimentado carbonato com micas cloritizadas; F) Textura poiquilotópica de carbonato cimentando a maior porção do arcabouço com grãos de quartzo dispersos em seu interior.

Constituintes Autigênicos - os constituintes autigênicos destes arenitos incluem os minerais: clorita, caulinita, illita, carbonato, feldspato e óxido de ferro.

As estruturas diagenéticas são caracterizadas pelas feições como esmagamento de grãos, bem como pelos diferentes tipos de contatos estabelecidos entre os grãos do arcabouço. Estes minerais e feições serão descritas detalhadamente a seguir e mostradas na figura 25.

A **caulinita** (ka) é muito frequente no arcabouço dos arenitos (Figura 24D-E) identificado facilmente por possuir hábito hexagonal característico que, geralmente, encontra-se associado a grãos de feldspatos alterados (Figura 25A). Os cristais de caulinita encontram-se organizados na forma de plaquetas individuais espessos, formando blocos, que atesta a presença do pseudomorfo de **dikita** (dk) (Figura 25A). A caulinita e dikita encontram-se parcialmente ou completamente engolfadas por cristais de quartzo autigênico.

A **esmectita** (Es) ocorre esporadicamente como cristais lamelares em agregados muito finos semelhante a rosetas, em geral associada a caulinita se alojando em sua superfície (Figura 25A). A **clorita** (Cl) ocorre comumente como cristais na forma de rosetas, muito bem formados que estão associados a grãos de feldspatos anédricos e quartzo autigênico (Figura 25A). Em imagens ópticas, cristais de clorita-illita formam franjas perpendiculares à superfície dos grãos do arcabouço. Sob a luz plano-polarizada, a clorita exibe tonalidade esverdeada clara a muito clara, que pode ser observada disseminada na matriz, às vezes ocupando cerca de 3% a 60% do espaço intergranular (EIG) remanescente. A **illita** (ill) é bastante frequente que geralmente se revela em função da sua birrefringência de primeira ordem (amarelo pálido), que se destaca dos cristais da caulinita (Figura 25B). A illita ocorre na borda dos cristais de caulinita, atribuindo a este argilomineral hábito irregular (Figura 25B-C, E).

O **carbonato** (Ca) ocorre de forma disseminada na matriz, compondo grandes cristais (mosaicos) predominantemente anédricos no arcabouço (Figura 24F). Os cristais, geralmente, quando bem desenvolvidos exibem clivagem romboédrica característica (0.8mm), chegando perfazer cerca de 3 % e 50 % do arcabouço de algumas amostras, preenchendo poros remanescentes, constituindo textura poiquilotópica, que encerra cristais de caulinita-illita e feldspatos (Figura 25C). Uma forma de ocorrência do carbonato é por substituição parcial ou total do K-feldspato. O **Plagioclásio** (Pl) ocorre como grãos que exibem vários níveis de alteração, às vezes, isentos de feições desta natureza (Figura 26B). O plagioclásio pode encontrar-se parcial a totalmente substituído por

carbonato ou illitizado (Figura 25D). Sobrecrecimento sintaxial de albита em grãos finos de plagioclásio é esporádico (Figura 25D). O **óxido de ferro (Ox)** está infiltrado nos espaços intergranulares de forma difusa e cimenta grãos, tanto nas bordas quanto permeando suas fraturas (Figura 25F).

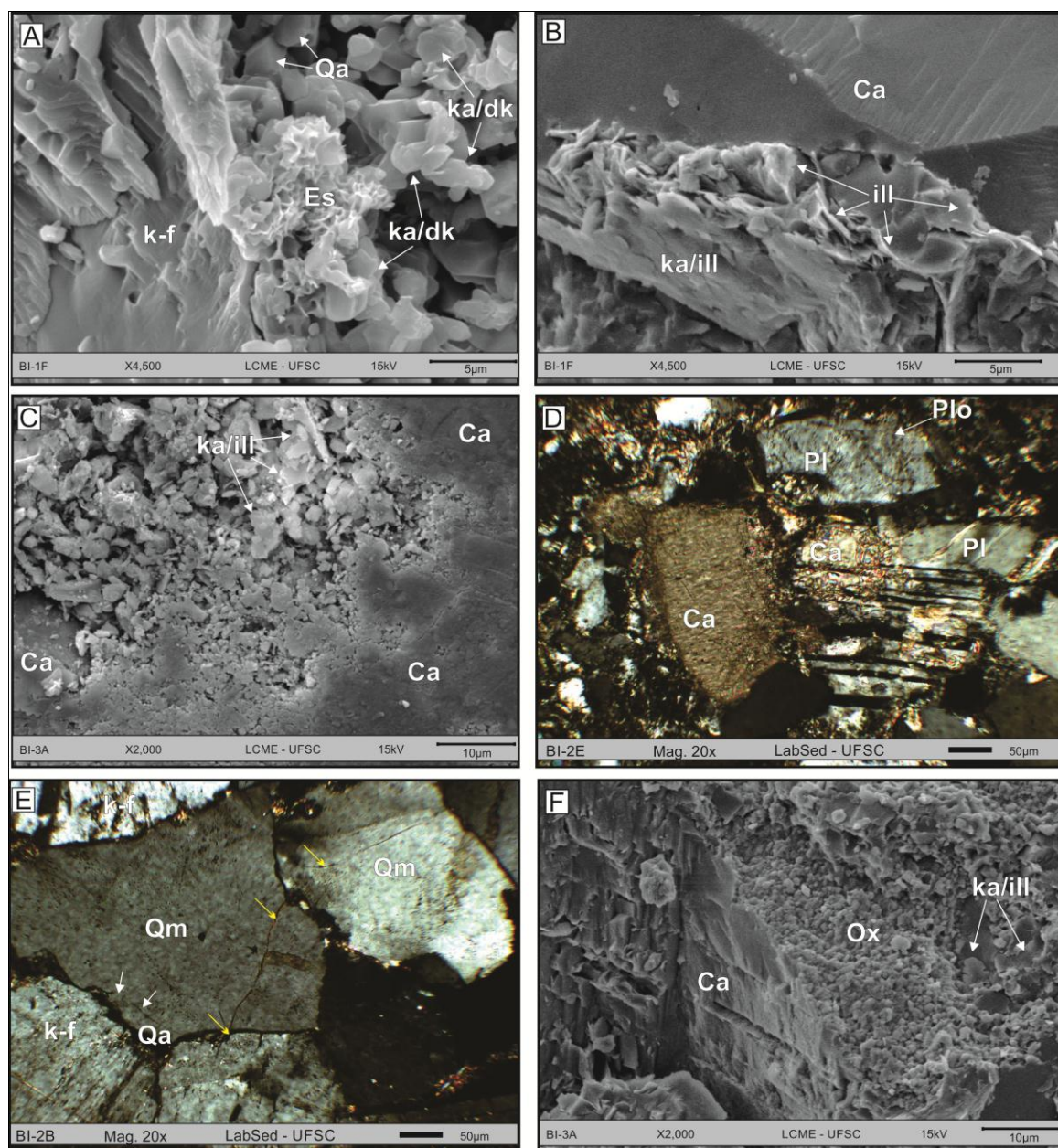


Figura 25. Fotomicrografias (MEV) e ópticas (PX) dos constituintes diagenéticos dos arenitos do sistema deposicional turbidítico: A) Minerais diagenéticos de quartzo autigênico (Qa), caulinita (Ka), dicktita (dk) e esmectita (Es) formados ao redor de grãos de feldspato-k (K-f); B) Desenvolvimento de cimentos de carbonato (Ca) e illita (ill); C) Formação de cimento carbonático (Ca) sobre cristais de illita (ill) e caulinita (Ka); D) Plagioclásio (Pl) sendo cimentado por albита (Plb) e substituído por carbonato (Ca); E) Fraturamentos transgranulares em grãos (setas amarelas) de quartzo (Qm) e desenvolvimento de sobrecrecimento de sílica (Qa) destacado por cutans (seta branca); F) Óxido de ferro (Ox) desenvolvido sobre cimento carbonático (Ca) e cristais de illita (ill) e caulinita (Ka).

As estruturas de deformação identificadas no arcabouço dos arenitos incluem fraturamentos trans- e intragranulares (Figuras 25E) ou grãos com deformação dúctil (Figura 26A). Os fraturamentos geralmente se estendem por todo o arcabouço, causando o rompimento parcial a total de algumas partículas, como micas, quartzo e feldspato (Figura 26A-B, D). Estas feições foram evidenciadas, com mais frequência, nos arenitos grossos que representam os depósitos turbidíticos confinados, com menos matriz. Nestes litotipos, geralmente, os contatos são côncavo-convexo a levemente suturados (Figuras 25E e 26A). Por outro, nos arenitos mais finos, com percentual de matriz mais elevado (caso dos lobos turbidíticos frontais e distais), estas feições são bem menos representativas.

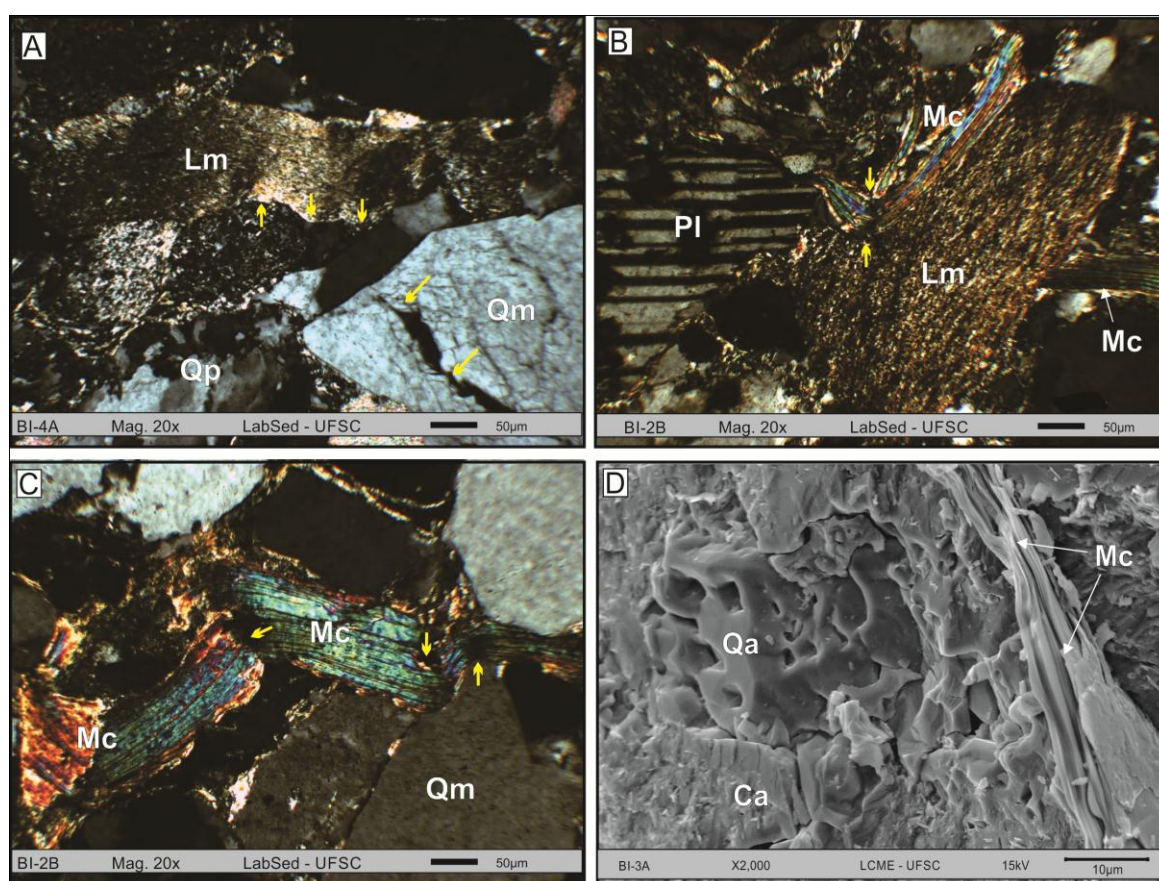


Figura 26. Fotomicrografias ópticas (PX) e MEV de estruturas diagenéticas dos arenitos do sistema deposicional turbidítico: A) grãos líticos (Lm) com deformação e quartzo (Qm); B) rompimento de grão de mica (Mc) e deformação plástica do lítico metamórfico (Lm); C) Grãos de muscovita esmagado por compactação mecânica; D) Formação de quartzo autigênico (Qa) e carbonato (Ca) no arcabouço dos arenitos.

9.3. ARENITOS DO SISTEMA DEPOSICIONAL TRANSICIONAL-MARINHO RASO

Constituintes Detríticos – Os arenitos deste sistema deposicional são caracterizados pela predominância de quartzo monocristalino (Qm) e feldspatos (K-f e Pl), com moderado a alto conteúdo de matriz (M), em algumas amostras. Em geral, os grãos são bem selecionados e bem orientados, com contatos retos a côncavo-convexos e exibem leve orientação segundo os planos da estratificação ressaltados pela presença de palhetas de micas detríticas (Figura 27A).

O quartzo monocristalino (Qm) apresenta diâmetros que variam entre 0.1 e 0.5mm, anédricos equidimensionais ou alongados, sub-arredondos e angulosos, com extinção geralmente ondulante e raras inclusões (Figura 27A-B). O quartzo policristalino (Qp), embora menos abundante, possui forma anédrica, às vezes alongadas, com extinção ondulante e é composto de cristais com contatos suturados.

O plagioclásio (Pl) possui tamanho que variam entre 0.05 a 0.4mm, são tabulares angulosos a sub-angulosos, exhibe maclamento polissintético e, muitas vezes, é coroado por franjas de argilominerais dispostas perpendicularmente à superfície do grão (Figura 27C). Os grãos de feldspato potássico (Kf), menos abundantes, possuem diâmetros entre 0.2 a 0.6mm, com formas anédricas angulosas a sub-arredondadas, estando geralmente associados a cristais de illita (Figura 27D).

Palhetas de mica (muscovita e biotita; Mi) ocorrem dispersas na matriz, com tamanhos que variam de 0.1 a 0.2mm. Os grãos maiores, às vezes, encontram-se deformados entre o arcabouço principal, podendo ser observada a ruptura total a parcial do grão (Figura 27D). Quando exibem baixa birrefringência, encontra-se relacionada com cristais de caulinita. A matriz (M) compreende cerca de 5 a 20% do arcabouço e é constituída exclusivamente de argilominerais (caulinita-esmectita), como também illita e, subordinadamente, impregnação de óxido de ferro.

Constituintes Autigênicos - Os minerais autigênicos encontrados nestes arenitos constituem assembleia formada por caulinita-esmectita, illita, albita, clorita e óxido de ferro. As estruturas diagenéticas são representadas por fraturamentos intragranulares e grãos com deformação dúctil. A **caulinita** (ka) é o principal constituinte da matriz (4 e 30%) e apresenta hábito hexagonal característico,

estando geralmente associada a grãos alterados de K-feldspato, líticos argilosos e micas (Figura 27).

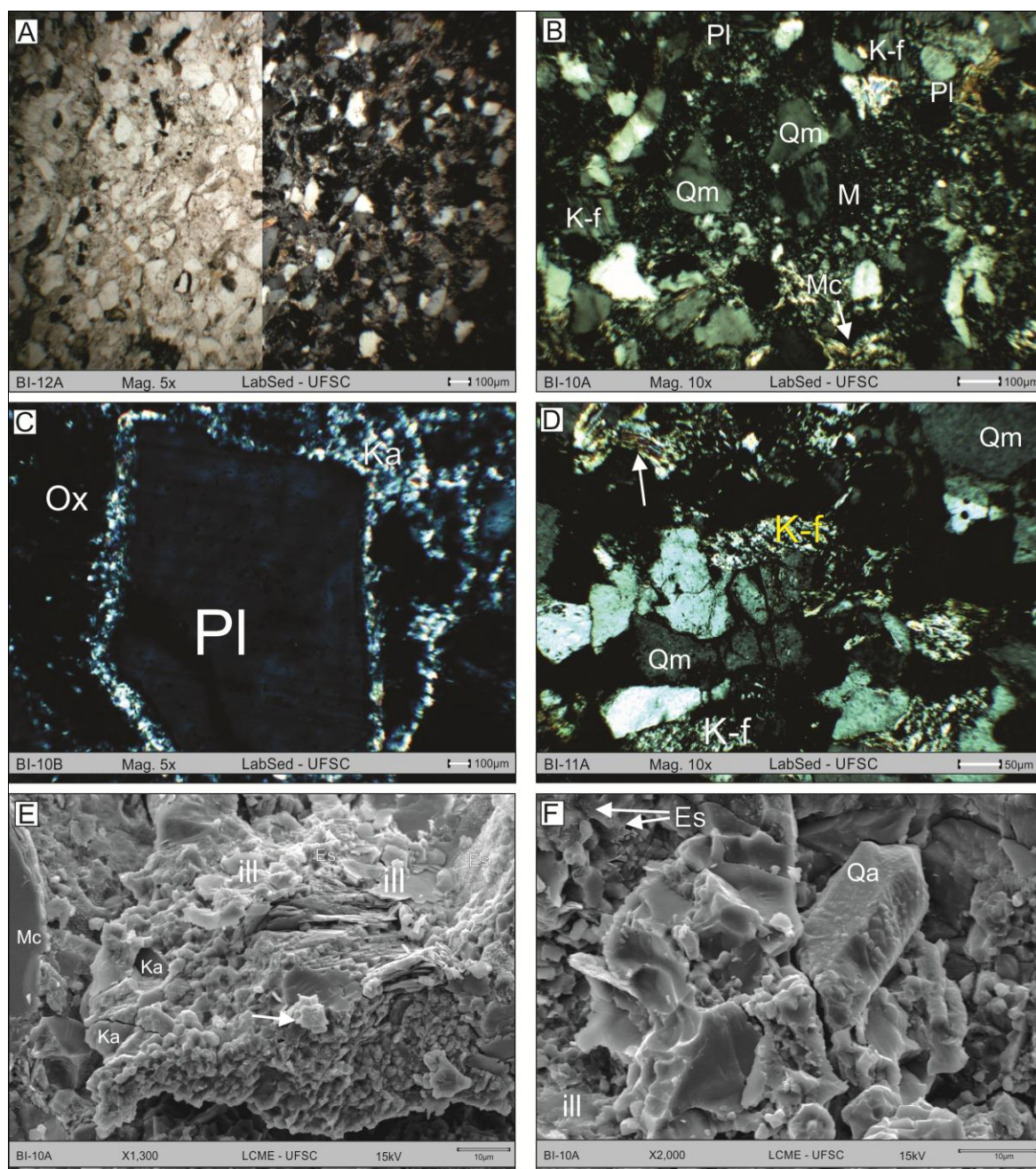


Figura 27. Fotomicrografias (MEV) e ópticas (PX) do arcabouço mineralógico dos arenitos do sistema transicional. A) Arcabouço dos arenitos estudados com mineralogia média a fina; B) Grãos do arcabouço bordejados por abundância de argilominerais detríticos e diagenéticos; C) Grãos tabular de plagioclásio (Pl) com franjas de argilominerais; D) alteração de grãos de feldspatos para argilominerais e grãos de quartzo monocristalino (Qm) com contatos retos e côncavos; E) Formação de illita (ill) a partir de cristais de caulinita (Ka); F) Cristal prismático de quartzo (Qa) e desenvolvimento de illita (ill) e esmectita (Es) com granulações finas.

A **esmectita** (Es) compreende cristais em forma de rosetas dispostas postas perpendicularmente sobre grãos do arcabouço, na forma de franjas (Figura 27C) e encontra-se associada geralmente à caulinita e illita. A **illita** (ill) ocupa cerca de 3 a 12% do volume do arcabouço e apresenta hábitos, geralmente, na forma de placas irregulares com bordas afiadas. Geralmente, estão associadas a cristais de caulinita e grãos de muscovita (Figura 27E). A **clorita** (Cl) é pouco representativa no arcabouço e ocorre de forma disseminada na matriz e associada a grãos de micas. O **óxido de ferro** (Ox) representa em torno de 2 a 4% do arcabouço e encontra-se de forma disseminada ou preenchendo fraturamentos intergranulares (Figura 27C). O **quartzo** (Qa) ocorre como cristais bipiramidais prismáticos (sitaxial), ou irregulares quando por preenchimento de porosidade primária (epitaxial). A **albita** ocorre como sobrecrecimentos sintaxiais em grãos de plagioclásio, destacando-se do grão do arcabouço pela presença de filmes de óxido de ferro.

9.4. ARENITOS DO SISTEMA DEPOSICIONAL CONTINENTAL

Constituintes Detríticos - os arenitos do sistema aluvial são mineralógica e texturalmente imaturos, grossos a médios, mal selecionados, constituídos de grãos feldspatos, quartzo, líticos e micas, com contatos côncavo-convexo a suturados e a matriz, embora pouco representativa, argilosa (Figura 28).

O quartzo policristalino (Qp) geralmente apresenta-se como grãos com diâmetro que variam entre 0.4 a 1.5 mm, tendo forma anédrica equidimensional, sub-anguloasa a sub-arredondada e extinção ondulante (Figura 28A). Quartzo monocristalino (Qm) possui granulometria fina a grossa 0.2 a 1.0 mm, com formas de baixa esfericidade e bordas angulosas, possuindo extinção altamente ondulante. Seus sub-grãos são fracamente a altamente deformados na estrutura interna e possuem extinção altamente ondulante com limites irregulares entre si.

O plagioclásio (Pl) possui tamanhos que variam entre 0.3 a 0.6 mm de diâmetro, tendo forma tabular sub-angulosa e, quando exhibe alteração, encontra-se associado a cristais de illita.

Líticos metamórficos (Lm) possuem composição quartzo-micácea com formas esféricas e pouco arredondadas de diâmetros entre 0.5 e 1.5 mm. Internamente, quartzo de granulação fina a muito fina que formam bandas

curvilíneas de quartzo policristalino. Muscovitas também apresentam o mesmo comportamento, formando faixas delgadas e contínuas de micas finas.

Líticos sedimentares (Ls) ocorrem em mais de uma variedade, com formas arredondados e esféricos de arenitos compostos de grãos de quartzo muito fino com matriz argilosa (Figura 28B). Internamente, compõem arenitos finos mal selecionados, compostos de quartzo monocristalino de baixa esfericidade e angulosos, onde ocorre uma matriz argilosa illitizada em <5% do arcabouço. A outra variedade é de arenito fino a grosso, mal selecionado, com grãos de quartzo de baixa esfericidade e sub-angulosos a sub-arredondados com extinções altamente ondulantes. Ocorrem grãos de plagioclásio com maclamento polissintético e feldspato-k em formas moderadamente esféricas e sub-arredondadas.

Muscovitas (Mc) possuem granulometria fina a média 0.1 a 0.4 mm, por vezes esmagadas entre grãos e com leve alteração para caulinitas (Figura 28C). Grãos de turmalina e zircão ocorrem são raros, com granulometria fina de até 0.3 mm em formas prismáticas subédricas, representando <1% da população de grãos.

A matriz dos arenitos finos a grossos é constituída de argilominerais compondo uma pequena proporção do arcabouço (<1%). O material argiloso sericitizado entre os grãos perfaz a maior porção do EIG na forma de caulinitas e illitas (Figura 28D). Em conglomerados, a matriz é constituída de grãos de quartzo grossos de diâmetro indo de 0.5 a 0.7 mm, com formas de moderada a baixa esfericidade e angulosos com extinções altamente ondulantes. Grãos de quartzo são monocristalinos, com os policristalinos ocorrendo esporadicamente em formas de baixa esfericidade e sub-arredondados. Os feldspatos compõem grãos que variam de 0.3 a 0.5 mm e formas tabulares pouco arredondadas e pouco esféricas.

Constituintes Autigênicos – Os constituintes diagenéticos destes arenitos incluem, especialmente, carbonato, sílica, clorita, illita, caulinita e óxido de ferro. O **carbonato** (Ca) – ocorre como cristais irregulares preenchendo espaços intergranulares reliquias, ou com forma tabular quando associado a grãos substituídos ou em estágios avançados de substituição (Figura 29A-B). Quando bem desenvolvidos, o carbonato exhibe maclas características, principalmente, nos arenitos da fácies de leques aluviais. O **quartzo autigênico**, embora muito pouco frequente, ocorre como sobrecrecimento sintaxiais em grãos de quartzo, dos

quais se destaca pela presença de filmes de óxido de ferro (*cutans*). Geralmente, estão presentes em grãos monocristalinos quando estes estabelecem contatos côncavo-convexo a levemente suturados com grãos adjacentes.

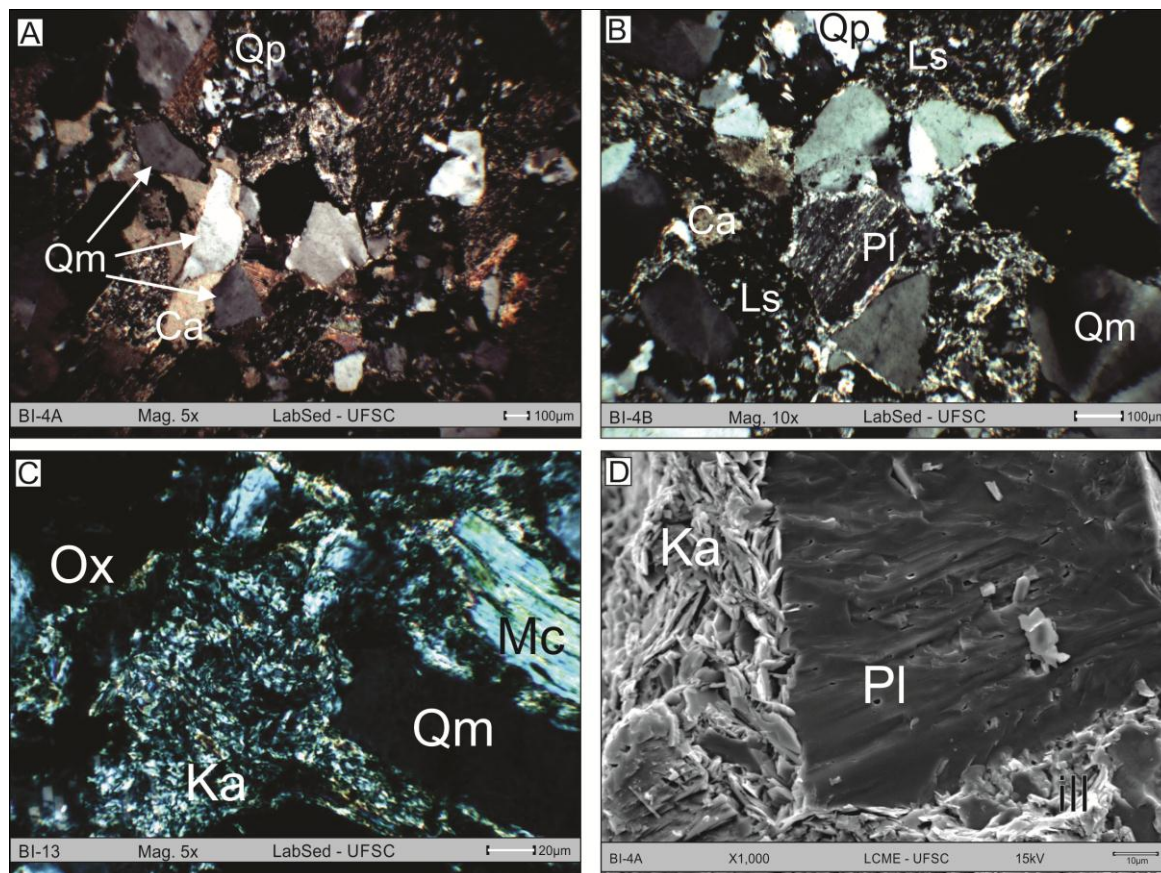


Figura 28. Fotomicrografias (MEV) e ópticas (PX) do arcabouço e minerais diagenéticos dos arenitos de sistemas aluviais e fluviais. A) Grãos de quartzo mono (Qm) e policristalino (Qp) cimentados por carbonato (Ca); B) Arcabouço fechado de arenito, com leve cimentação carbonato (Ca) entre grãos alterados de plagioclásio (Pl), líticos sedimentares (Ls) e quartzo (Qp e Qm); C) Cimento de óxido de ferro sobre caulinita (Ka), quartzo (Qm) e muscovita (Mc); D) Cristais de caulinita (Ka) e illita (ill) bordejando plagioclásio (Pl).

A **clorita** (Cl) é frequente nos arenitos, chegando a perfazer cerca de 15% do arcabouço. Ocorre como cristais muito finos, verde claro nos espaços intergranulares, como também na forma de franjas sobre os grãos (Figura 29C). A **illita** (ill) ocorre como cristais muito finos, associados a caulinita e feldspatos alterados. A **caulinita** (Ka) apresenta cerca de 3% a 15% do volume do arcabouço, tendo hábito hexagonal, encontra-se associada e feldspato alterados e à matriz de arenitos. O **óxido de ferro** (Ox) é um componente que ocorre preferencialmente

nos espaços intergranulares, e bastante dispersos no arcabouço (Figura 29A-C), e especialmente ocorre associado a grãos de biotita e cristais de clorita. As estruturas diagenéticas mais comuns são caracterizadas por grãos deformados, contatos côncavo-convexos a suturados estabelecidos e porosidade secundária. Os fraturamentos transgranulares (Figura 29B - setas) encontram-se parcial- a totalmente preenchido por óxido de ferro. Porosidade agigantada sugere a dissolução de grãos instáveis (p.e. feldspatos e líticos argilosos) (Figura 29D). Grãos dúcteis, especialmente moscovitas, estão esmagados entre grãos de quartzo. Os contatos são em geral retos e côncavo convexos, e suturados em sua minoria. A formação de porosidade é maior em arenitos das fácies fluviais, onde ocorrem uma menor proporção de carbonatos cimentando estes espaços remanescentes (Figura 29A-B).

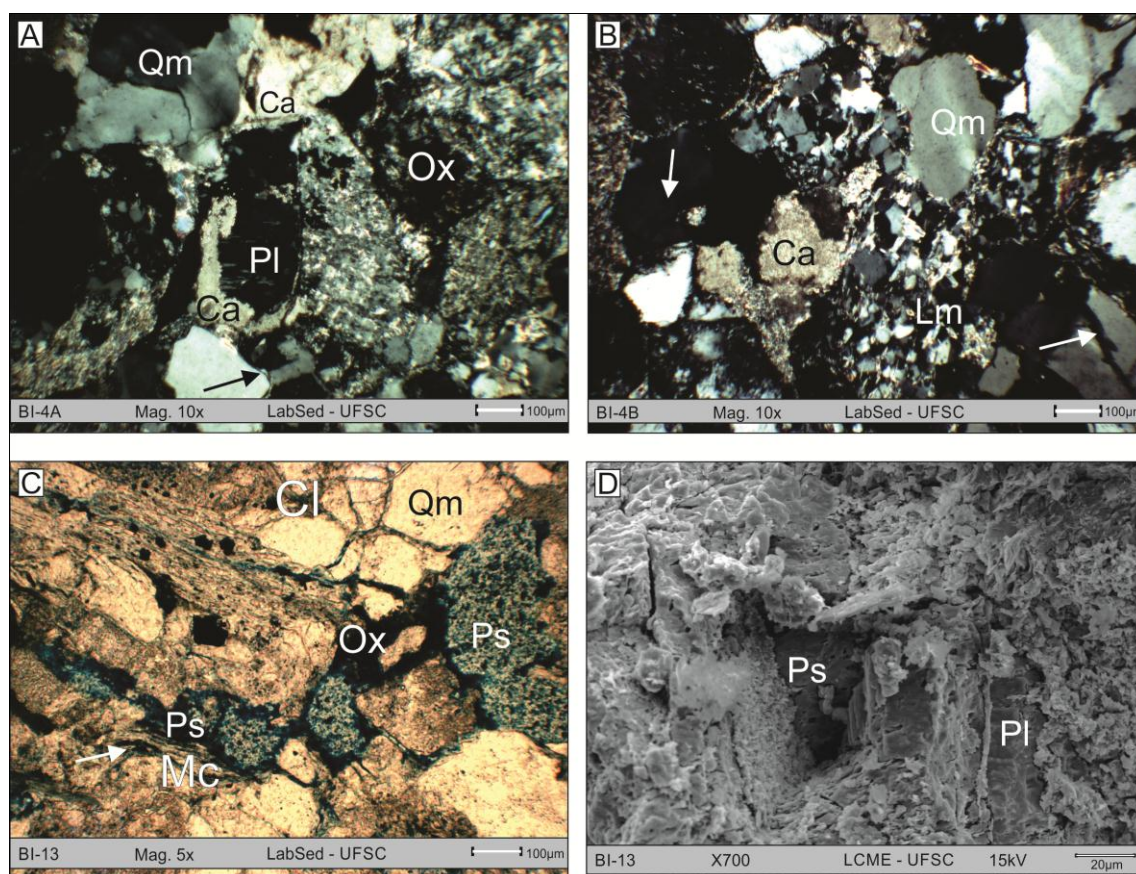


Figura 29. Fotomicrografias do arcabouço dos arenitos do ambiente fluvial e aluvial: Imagens ópticas (polarizadores cruzados) – A) plagioclásio associado a cimento carbonático, e cimento de sílica em quartzo (seta); B) Fraturamentos transgranulares preenchidos por óxido de ferro (setas) e cimento carbonático (Ca). Imagem (luz plano-polarizada): C) Destaque de cimento de óxido de ferro (Ox) e esmagamento de muscovita (Mc; seta) e porosidade secundária (Ps). Imagem de MEV destacando grãos de plagioclásio (Pl) sofrendo substituição e poros secundários.

9.5. FONTES DETRÍTICAS POTENCIAIS

O ambiente tectônico exerce controle substancial na composição primária dos sedimentos siliciclásticos, embora o clima, o ambiente deposicional e a diagênese sejam importantes fatores secundários. A composição de arenitos tem sido utilizada na dedução do ambiente tectônico de bacias sedimentares e análise da proveniência de sucessões estratigráficas (WELTJE & VON EYNATTEN, 2004; MORTON, 1985; MORTON & HALLSWORTH, 1999; NASCIMENTO *et al.*, 2007). Os constituintes detríticos dos arenitos resultam de longos períodos de intemperismo e erosão de rochas pré-existentes, numa ampla variedade de ambientes tectônicos como: cráton estável, arcos magmáticos e orógenos reciclados (DICKINSON *et al.*, 1983).

Dados sobre a proveniência detrítica e paleodrenagem mostram múltiplas fontes de sedimentos para o Grupo Itajaí (Figura 30). As composições mineralógicas dos arenitos estudados, plotam no campo de proveniência de blocos continentais (craton transicional), segundo o diagrama Qt-F-L de proveniência (Figura 30A) de Dickinson (1985).

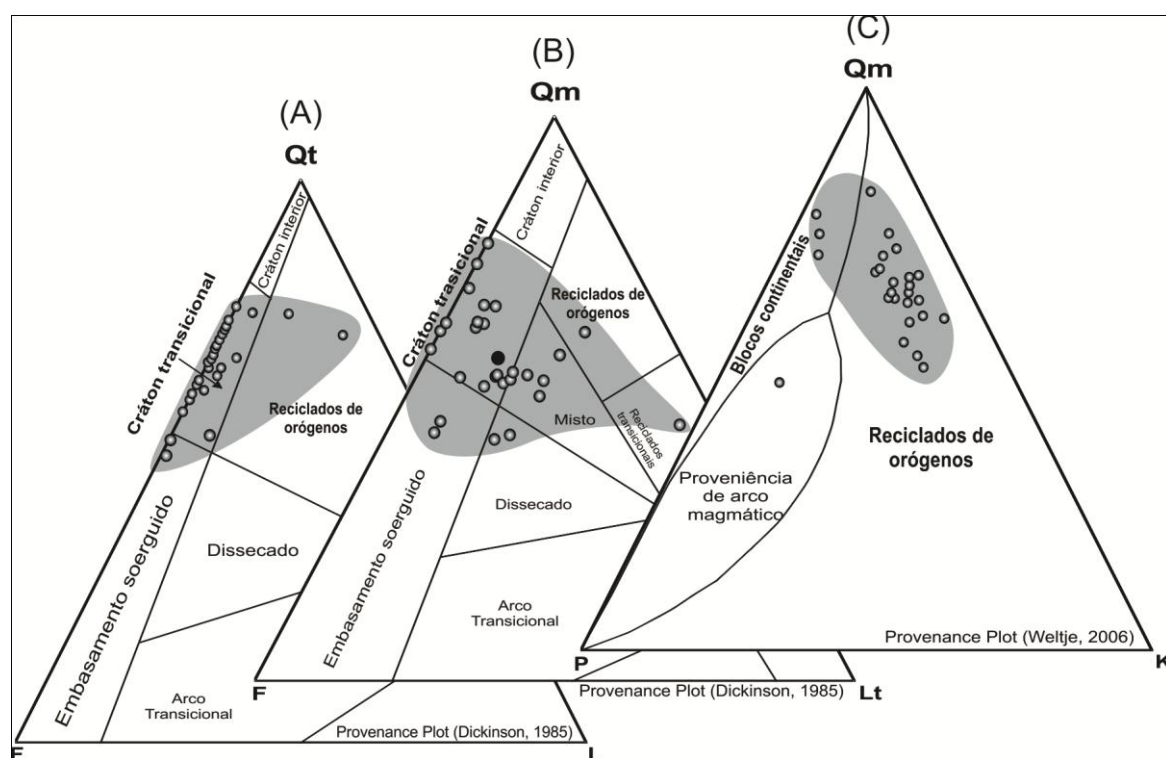


Figura 30. Composição modal dos arenitos do Grupo Itajaí lançados nos diagramas Qt-F-L e Qm-F-Lt indicadores de proveniência de Dickinson (1985) e diagrama (Qm-P-K) sensível ao transporte de Weltje (2006).

Estas composições nos diagramas Qm-F-Lt e Qm-P-K sensíveis ao transporte sugerem uma proveniência mista, que envolve região cratônica e orogênica (Figura 30B-C). Mais da metade das amostras analisadas plotam no campo de proveniência de reciclados de orógenos (Figura 30C), indicado pelo alto conteúdo de feldspatos (K-f), resultante de curto transporte sedimentar para a bacia, fato que é evidenciado pela baixa maturidade textural dos grãos do arcabouço, como visto na seção anterior.

Os componentes detríticos extrabacinais dos arenitos do Grupo Itajaí mostram uma composição mineral similar, tanto para os depósitos de águas profundas, quanto para os depósitos de marinho raso, transicionais a continentais. Eles indicam proveniência tanto de cráton quanto de reciclados de orógenos nos diagramas Qt-F-L e Qm-F-Lt de Dickinson (1985) (Figura 30A-B). Esta tendência é consistente com os dados de paleocorrentes obtidos na sucessão estudada, que indicam áreas-fonte a sudeste e noroeste da área investigada (Figura 1), como o Cráton Luís Alves, que inclui o Complexo Granulítico Santa Catarina, e o Complexo Brusque no Cinturão Dom Feliciano.

Mudanças na proveniência de grãos de zircão detríticos dos arenitos do Grupo Itajaí foram identificadas por Guadagnin *et al.* (2010), da base par o topo da sucessão sedimentar da Bacia do Itajaí. Segundo estes autores, os arenitos da base incluem uma mistura de grãos de zircão com idades paleoproterozóica a neoproterozóica, que tornam-se em direção ao topo, quase que exclusivamente, dominados por grãos de zircão com idade neoproterozóica. Desta forma, Guadagnin e colaboradores interpretam que as fontes paleoproterozóicas indicam litologias do Complexo Granulítico Santa Catarina (Cráton Luís Alves) que se tornam parcialmente a exclusivamente do Cinturão Dom Feliciano e Complexo Brusque em direção ao topo. Esta interpretação corrobora com os padrões de paleocorrentes obtidos nas diferentes unidades estratigráficas, definidas neste trabalho (Figura 20).

9.6. AMBIENTES DEPOSICIONAIS VS. INTEMPERISMO E DIAGÊNESE

Dependendo do ambiente deposicional, os sedimentos podem sofrer mudanças adicionais na sua composição mineral. Por exemplo, sedimentos depositados rapidamente por processos fluviais ou fluxo de massa sofrem pouca

modificação antes de serem soterrados. Entretanto, se ficarem muito tempo expostos à ação de intemperismo ou de retrabalhamento bacinal, sofrem significativas perdas das partículas instáveis, alterando sua assinatura mineral original.

A análise faciológica e o padrão de distribuição espacial das associações de fácies (Figura 20) indicam que a baixa maturidade textural dos arenitos pode ser atribuída ao baixo retrabalhamento dos sedimentos por processos bacinais, assim como baixa maturidade mineralógica indica exposição limitada aos processos do intemperismo. Estas interpretações são consistentes com as tendências de preenchimento sedimentar em uma bacia de ante-país e, coletivamente, sugere que os fatores tectônicos contribuíram significativamente para a baixa maturidade dos arenitos ao longo tempo. Neste contexto, o relevo e o clima atuaram como importantes fatores na composição dos arenitos, uma vez que condicionaram a intensidade e o tempo de exposição das partículas ao intemperismo na área-fonte.

Os grãos detríticos são compostos por quartzo, feldspatos e líticos que possuem uma íntima associação com o ambiente deposicional como está ilustrado na Figura 31. A variação de grãos de quartzo ocorre principalmente dentro das fácies marinha, nos depósitos de debritos e turbiditos. Nestas fácies, a queda do número de grãos de quartzo, mono- e policristalinos, sempre vem associada à um aumento principalmente do número de feldspato-k. Também é dentro das fácies marinhas onde foi constatada a maior proporção de feldspatos por amostra.

A maturidade mineralógica nestes arenitos evolui das fácies marinhas para as continentais. Os depósitos de arenito e conglomerados marinhos possuem uma porcentagem de quartzo levemente inferior aos depósitos fluviais e aluviais. Entretanto, a maturidade mineralógica nos arenitos de ambientes aluviais ocorre pela abundância de quartzo policristalino de orógeno reciclado. Os fragmentos líticos estão presentes principalmente nos depósitos que não apenas possuem granulometria média a muito grossa, mas que correspondem a fluxo gravitacional de sedimentos, nas regiões de cânions submarinos representados pela AF3 e pelos conglomerados e arenitos de leques aluviais da AF7.

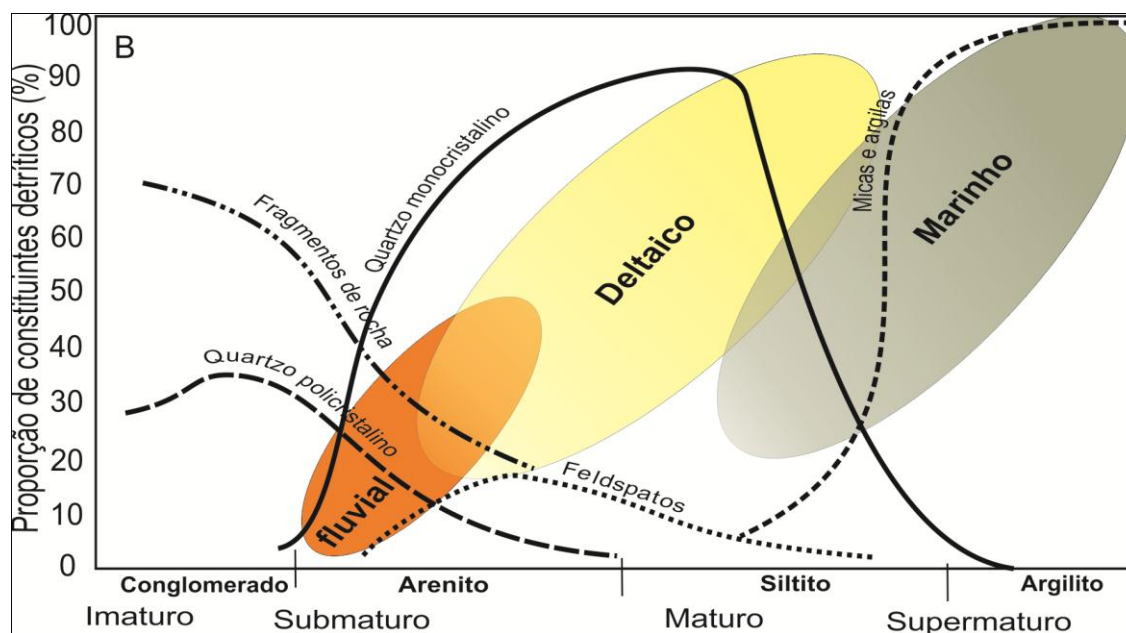


Figura 31. Gráfico ilustrando a evolução da proporção dos grãos do arcabouço em função do transporte, que afeta a maturidade mineral.

A figura 32 ilustra a composição mineralógica dos arenitos estudados baseado na porcentagem de grãos detríticos do arcabouço e os minerais diagenéticos que compõem o espaço intergranular (EIG).

O espaço intergranular (EIG) nestes arenitos perfaz uma porcentagem considerável dos arcabouços analisados. O espaço intergranular dos arenitos analisados apresenta uma composição marcada por processos de substituição e cimentação de grãos. Variáveis quantidades e tipos de cimento são encontrados no arcabouço dos arenitos estudados, mas os principais componentes deste EIG são a clorita, caulinita, illita carbonato e matriz, além de quantidades ínfimas de sílica e albita na forma de cimentos. A distribuição destes cimentos a partir da análise integrada com fácies sedimentares indica que são constituintes condicionados pelo ambiente de deposição de seus componentes detríticos e pelo grau de soterramento dos tratos deposicionais I, II e III.

A porcentagem de clorita no espaço intergranular é elevada nos arenitos marinhos e decresce à medida que ocorre passagem para as fácies transicionais e continentais. Nestes arenitos, quanto menor a granulometria, menor a quantidade de clorita difundida no arcabouço. Esta clorita ocorre de forma tanto disseminada sem estrutura regular quanto na substituição de grãos de biotita e minerais ricos em Fe. A intercalação de níveis de estratos, ora com clorita, ora sem, e a presença

deste mineral somente em determinadas fácies dos sistemas deposicionais estudados, sugere que sua origem está relacionada aos processos diagenéticos de sedimentos marinhos (RYAN & HILLIER, 2002), uma vez que este ambiente torna possível a formação deste mineral nos processos mesodiagenéticos.

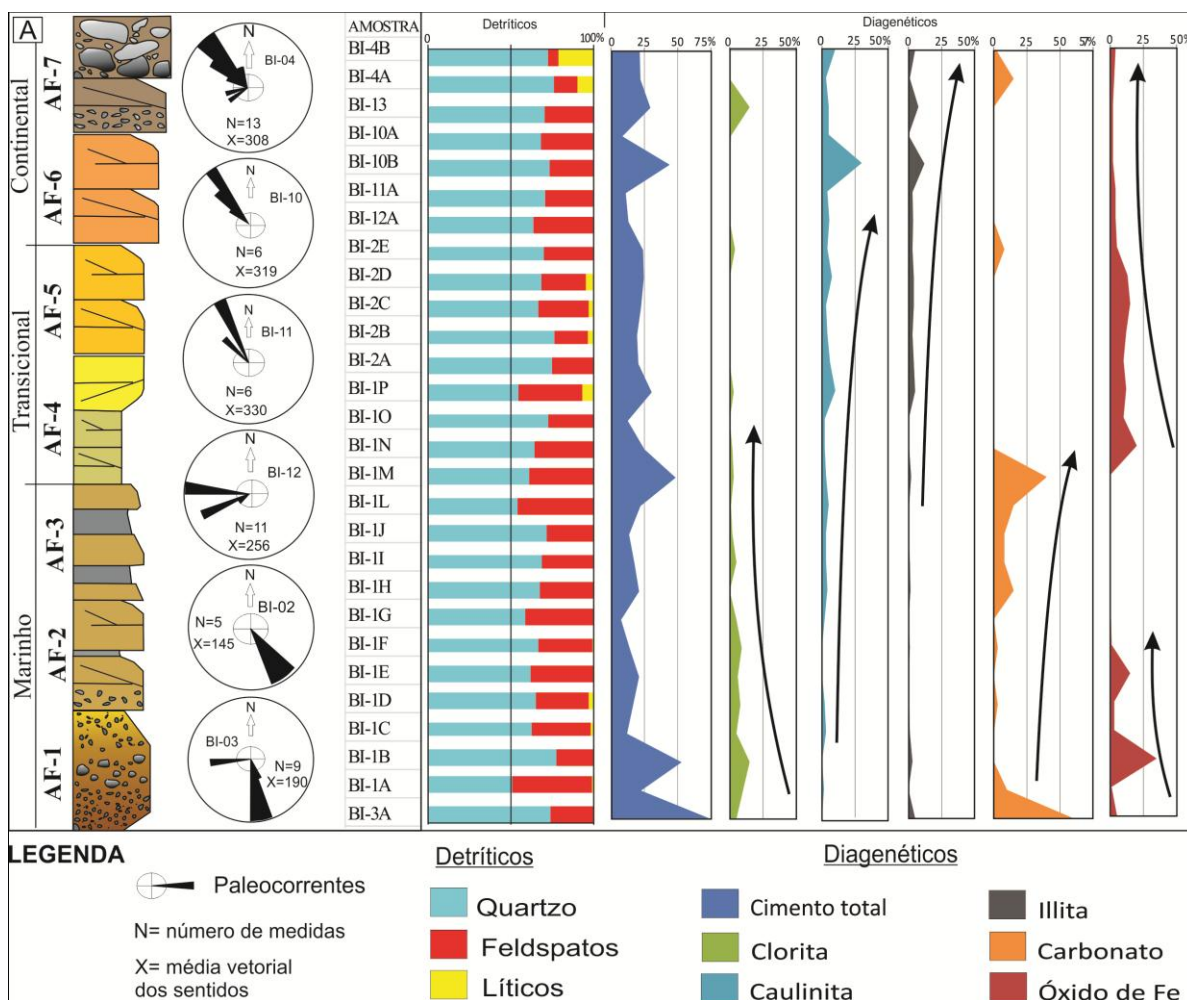


Figura 32. Gráfico com associações de litofácies relacionadas com padrões de paleocorrentes obtidos nos arenitos e percentual dos constituintes detríticos e diagenéticos dos arenitos.

A presença de caulinita não esteve totalmente condicionada pelas fácies sedimentares, uma vez que foi descrita em praticamente todas as amostras. Entretanto percebe-se pela figura 32, que a quantidade deste argilomineral é crescente das fácies marinhas para as continentais. O argilomineral illita possui um comportamento contrário que a clorita possui nas rochas estudadas. A illita praticamente não ocorre nos sedimentos marinhos de depósitos turbidíticos, ou ocorre em pouca quantidade. A transição dos depósitos turbidíticos para os

debritos de cânions submarinos é marcada por um aumento exponencial da quantidade de illita nestes sedimentos e passa a compor parte substancial do espaço intergranular também nas sucessões transicionais e continentais. A presença de argilominerais detríticos que compõem os resquícios de matriz ainda não alterada foram descritos em depósitos marinhos, compondo parte do arcabouço de arenitos turbidíticos e em depósitos continentais, nos arenitos de ambientes fluviais.

Cristais de carbonato diagenético foram descritos principalmente nos arenitos turbidíticos e de leques aluviais. Nas fácies marinhas, apesar da abundância de clorita, nos arenitos onde houve uma redução desta houve um aumento significativo do cimento carbonático. Em geral, carbonato ocorre em cristais euédricos e sua presença parece estar associada à ausência dos cimentos de clorita, illita e óxido de ferro. O cimento de carbonato de cálcio está em boa parte substituindo grãos detríticos, em especial, feldspatos.

O cimento de quartzo é pouco expressivo em todas as amostras. Em geral não recobre grãos de quartzo, apesar de estar disseminado em formas microgranulares no EIG. Provavelmente, a grande presença de clorita, principalmente nos arenitos de fácies marinhas contribuiu para a não cimentação por sílica, que tem sua formação inibida na presença de ambiente rico em íons de ferro. A medida que a clorita desaparece nas unidades superiores da Bacia do Itajaí, surgem esparsos recobrimentos de sílica em grãos de quartzo.

Os feldspatos autigênicos ocorrem como albita diagenética recobrando grãos de plagioclásio, mas em proporções muito pequenas. Estes sobrecrecimentos são visíveis pelo filme de óxido de ferro que fica entre o grão e o cimento. Em geral são sobrecrecimento sintaxiais com espessuras reduzidas (0.05mm) que se limitam principalmente a debritos, que possuem uma granulometria maior que os demais turbiditos e que foram soterrados na unidade mais inferior dentro da bacia.

Nos arenitos de depósitos de turbiditos e debritos, a variação abrupta dos minerais diagenéticos analisados que compõem o EIG, pode ser um reflexo das estruturas tectônicas que afetam a bacia, onde unidades sedimentares foram postas tectonicamente em conjunto. Nesta região, afloramentos dos depósitos de turbiditos e debritos estão separados por vales que podem representar quebras tectônicas das unidades da bacia e de movimentação do substrato.

CAPÍTULO 10 - HISTÓRIA DIAGENÉTICA DOS ARENITOS

10.1. INTRODUÇÃO

As transformações diagenéticas resultam de uma complexa relação entre fatores que envolvem a composição mineral do arcabouço detrítico dos sedimentos, a história de soterramento da bacia e a química da água nos poros, que são controlados por mecanismos tectônicos, ambiente deposicional e condições climáticas (MORAD *et al.*, 2000).

Inicialmente, a interação dos componentes detríticos com a água dos poros, no ambiente deposicional, e o clima exercem o principal controle sobre as reações e minerais eodiagenéticos (Figura 33), bem como sobre o influxo *versus* taxa de evaporação, temperatura e conteúdo de matéria orgânica nos sedimentos (BURLEY & WORDEN, 2003).

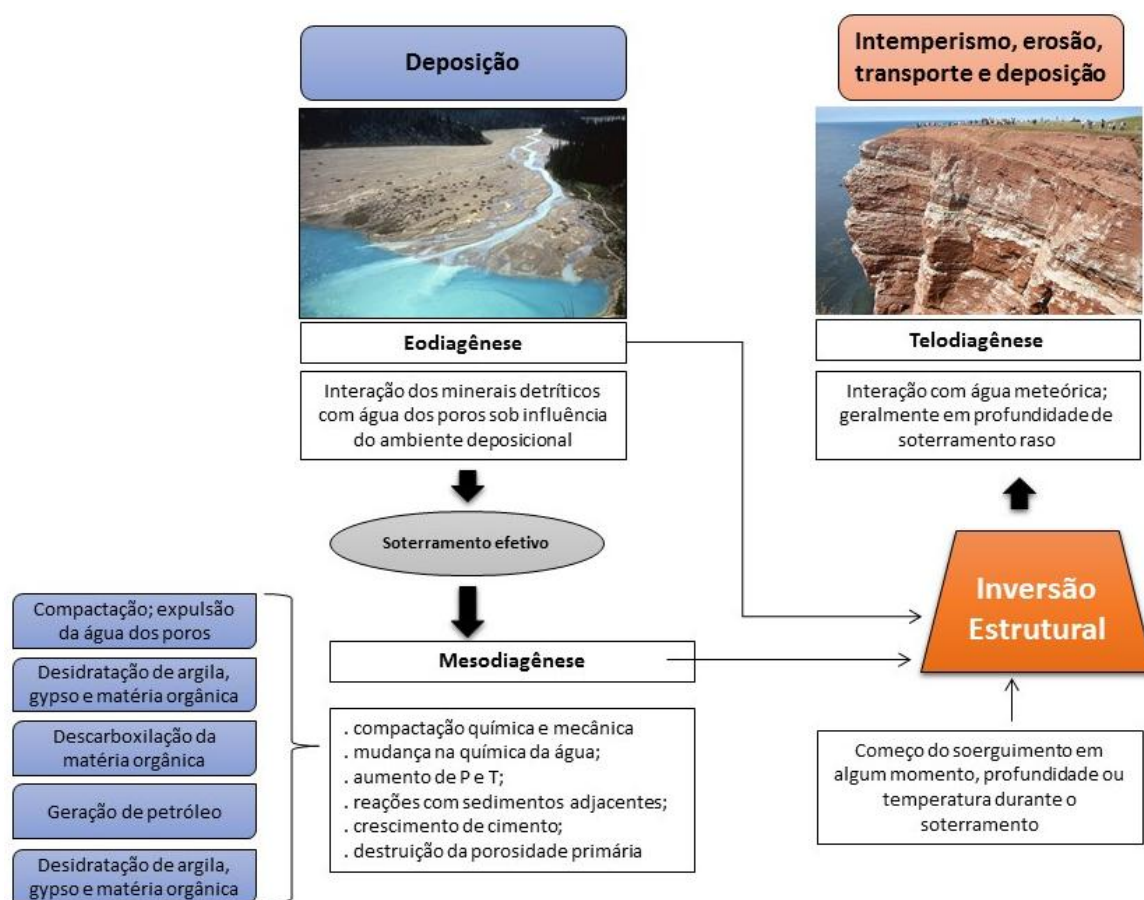


Figura 33. Fluxograma que ilustra as relações entre regimes diagenéticos. Modificado de Burley & Worden (2003).

Subsequente à eodiagênese, os sedimentos englobam uma mistura de componentes detríticos estáveis e metaestáveis, e minerais eodiagenéticos, sobre os quais por mudanças na pressão, temperatura e química da água intersticial, irão sofrer uma série de reações mesodiagenéticas dinâmicas.

Durante a mesodiagênese, a assembleia mineral e a arquitetura da rocha podem sofrer mudanças significativas em função da compactação química, precipitação de cimento, destruição da porosidade primária, desidratação de argilominerais, dentre outros fenômenos (MORAD *et al.*, 2000). Se não atingir a zona do metamorfismo, as rochas sedimentares podem ser conduzidas à superfície por inversão estrutural da bacia, estando as mesmas novamente expostas ao intemperismo e erosão. Nestas novas condições, os minerais mesodiagenéticos podem sofrer profundas transformações para alcançarem novamente o equilíbrio físico-químico com o ambiente exógeno (Figura 33).

O arcabouço dos arenitos do Grupo Itajaí revela que a natureza e a extensão das reações diagenéticas foram fortemente influenciadas pelas fácies e ambiente deposicional. Os arenitos representativos dos ambientes marinho e transicional exibem assembléias de minerais autigênicos diferentes dos arenitos relacionados a ambientes continentais. A distribuição espacial destes minerais e as feições diagenéticas associadas ajudam a caracterizar a evolução diagenética, e entender a dinâmica das transformações nos campos da eo- meso- e telodiagênese (Figura 34).

Como discutido anteriormente, a predominância de sedimentos mineralógica- e texturalmente imaturos, muito bem preservados, indicam forte controle tectônico no fornecimento de sedimentos e pouca exposição das partículas instáveis ao intemperismo, embora o transporte tenha sido componente relevante na evolução da maturidade dos arenitos, como ilustrado na figura 30B. Neste contexto, provavelmente em altas latitudes, a transferência dos sedimentos das áreas fontes até a bacia não sofreram grandes mudanças na composição mineral original. Isto pode ser atestado pela ampla ocorrência de grãos de feldspatos, líticos e biotita no arcabouço dos arenitos. Feldspatos e líticos são quimicamente e fisicamente menos estáveis do que o quartzo, e são muito sensíveis ao processo de reciclagem.

10.2. EODIAGÊNESE

Os minerais e as transformações eodiagenéticas nos arenitos estudados são muito limitadas, embora tenham sido identificados especialmente nos arenitos do ambiente continental (AF6 e AF7), e incluem argila infiltrada, filmes de óxido de ferro (*cutans*) e franjas de esmectita, alteração de feldspatos e compactação mecânica (Figura 34).

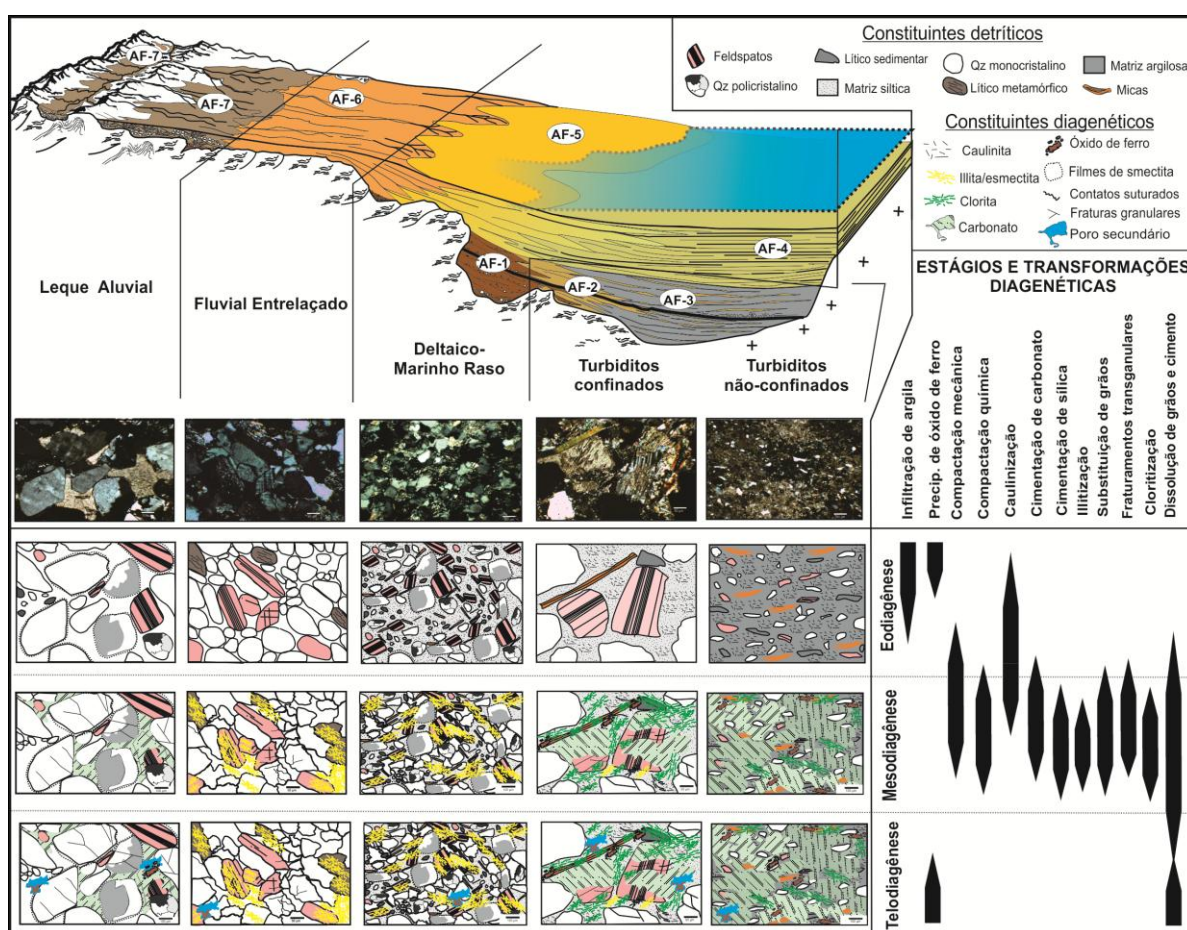


Figura 34. Evolução espacial dos minerais e transformações relacionadas à eodiagênese, mesodiagênese e telodiagênese, e fácies sedimentares relacionadas aos arenitos do Grupo do Itajaí.

Os ambientes continentais, em locais próximos a superfície do sítio deposicional, ocorrem processos que, inicialmente começam a alterar a estrutura e a mineralogia primária da rocha matriz. Nestes locais, o fato dos sedimentos estarem confinados ao continente implica na sua exposição às reações e aos processos de alteração meteórica. Por isso, a distribuição espacial das alterações

eodiagenéticas em sedimentos marinhos e transicionais (AF1 - AF5) são relativamente limitadas, onde influência meteórica são menos importantes, e o aumento no aporte de terrígenos finos dificultam a permeabilidade, minimizando as alterações eodiagenéticas.

Argilas e óxido de ferro infiltrados - Em ambientes continentais a transicionais, a percolação de águas com partículas nos poros em suspensão em zonas vadasas permite a infiltração de argilas (p.e. caulinita e esmectita), que ficam aderidas tangencialmente na superfície dos grãos do arcabouço, formando filmes (*cutans*), ou franjas em que as partículas ficam dispostas perpendicularmente (MOLENAAR, 1986; MORAES & DE ROS, 1990; BURLEY & WORDEN, 2003), que muitas vezes podem inibir o processo de compactação química nos arenitos. A precipitação de óxido de ferro no arcabouço dos sedimentos depositados é visível por cutículas sobre grãos e bordas e superfícies de grãos que estão, em algumas amostras, envoltos por óxidos de ferro. O óxido de ferro observado ocorre em maior proporção nos arenitos dos ambientes turbidíticos. Apesar de esporádicos, o óxido de ferro eodiagenético ocorre como *cutans* e indica ambiente superficial oxidante, onde os íons de ferro são carregados em solução ou aderidos às argilas e fixados a superfícies de grãos, onde são oxidados (MOLENAAR, 1986).

Caulinita - a caulinita é um argilomineral muito frequente nos arenitos continentais, e existe em função diretamente proporcional à quantidade de grãos instáveis (feldspatos e líticos) que ocorrem no arcabouço, além do percentual de matriz. Antes mesmo de alcançar o campo da mesodiagênese, a percolação de água meteórica no substrato da bacia pode interagir com sedimentos em ambiente marinho raso a profundo (WORDEN & MORAD, 2003) e produzir caulinita por alteração eodiagenética, sem necessariamente exposição subaérea. A dissolução eodiagenética intraestratal de silicatos instáveis do arcabouço leva à formação de caulinita, por infiltração de água meteórica subsaturada nos sedimentos. Caulinita eo- e telodiagenética são muito difíceis de serem distinguidas, especialmente por exibirem hábitos vermicular e *booklet*, similares. A caulinita eodiagenética foi registrada em maior proporção na fácies marinho raso e profunda que incluem Tratos Depositionais I e II do Grupo Itajaí, e mostra correlação com o aumento da proporção no teor de matriz. Isto dá indicio de que a formação de caulinita

eodiagenética ocorre com mais facilidade à medida que o tamanho das partículas do arcabouço é reduzido. Isto mostra uma relação direta do controle faciológico e, portando, da sedimentação na formação deste mineral nos arenitos estudados.

10.3. MESODIAGÊNESE

Ao alcançar profundidades aproximadas de 2 km, iniciam-se os processos mesodiagenéticos com alteração de minerais detríticos e daqueles que se formaram na eodiagênese. As alterações mesodiagenéticas mais típicas ocorrem em profundidades de soterramento de 2-3km e temperaturas de 70-100°. Em soterramento profundo, onde as profundidades chegam a 4–5 km, a mesodiagênese resultará em minerais dos estágios mais avançados, como illita e clorita. Os minerais e feições mesodiagenéticas que ocorrem nas rochas descritas são os que seguem:

Caulinita e Dickita - Assim que o soterramento de sedimentos alcança profundidades próximas de 2 Km e temperaturas entre 70 e 90°C, as palhetas de caulinita de forma pseudo-hexagonal com aspecto irregular formadas na eodiagênese passam por transformações que resultam em cristais mais bem formados e maiores. A medida que a profundidade aumenta, os cristais de caulinita são substituídos por assembleia de estágios avançados da diagênese (CASSAGNABERE, 1998). Assim que o soterramento avança para profundidades superiores a 2 km, cristais bem formados de caulinita são substituídos por cristais desorganizados de dickita (CASSAGNABERE, 1998). A profundidades superiores a 3 km, os cristais remanescentes de caulinita passam por dissolução e reprecipitação como cristais de dickita em blocos (BEAUFORT *et al.*, 1998). Estas transformações são mais pervasivas e arenitos com maior permeabilidade do que com menor permeabilidade (CASSAGNABERE, 1998). Também se espera um retardamento destas reações em arenitos ricos em matriz ou com cimentos eodiagenéticos (BEAUFORT *et al.*, 1998). A dissolução de grãos de silicatos e cimento carbonático também está relacionada a formação de dickita a partir da caulinita, devido ao decréscimo da razão aK^+/aH^+ , o que torna o ambiente propício para formação de argilas. Considerando que estas reações ocorrem a profundidades elevadas, é pouco provável que as águas meteóricas façam parte

destes processos. As alterações entre caulinita e dickita estariam condicionadas à um ambiente restrito controlado pelos minerais advindos do sistema deposicional ou até mesmo ácidos orgânicos (MORAD *et al.*, 1994; CLAUER *et al.*, 1999).

Carbonato - A ausência de detritos biogênicos em todas as fácies analisadas mostra que a presença do cimento de calcita nestes arenitos pode ser de origem bacteriana e/ou inorgânica. O movimento das águas subterrâneas através dos sedimentos dissolve e reprecipita o carbonato como cimento, quando este ocorre já em profundidade. Os arenitos depositados em mares rasos tipicamente possuem um cimento calcítico. A moderada taxa de cimentação por carbonato pode ser explicada pela taxa de grãos alterados no arcabouço. A precipitação de carbonatos libera prótons que acabam sendo consumidos durante a alteração dos grãos siliciclásticos, devido à sua sensibilidade oposta à mudança do intertiscial pH (LAND & DUTTON, 1978; MORAD, 1990; WORDEN & MORAD, 2000, 2003). O fato do cimento de carbonato estar associado a grãos substituídos e cimentados por carbonato supõe que a cimentação partiu de núcleos de cimentação, que forneceram espaço e íons para precipitação de carbonato (van Keer *et al.*, 1998).

Clorita - Clorita é comumente encontrada em vários ambientes diagenéticos de sedimentos evaporíticos e vulcanoclásticos (INOUE, 1995; REYNOLDS, 1988). No decorrer da diagênese de soterramento, progressivas modificações de argilominerais em sedimentos clásticos de diversos tipos de bacias sedimentares se restringem somente à illitização e/ou cloritização de esmectita e caulinita (MORAD *et al.*, 1994). Clorita pode se desenvolver a partir de diversos minerais argilosos em arenitos marinhos, principalmente daqueles ricos em Mg (RYAN e HILLIER, 2002). A clorita possui uma distribuição espacial que é oposta à da cimentação por quartzo, inibindo o desenvolvimento deste mineral na forma de sobrecrescimentos de sílica. A formação de clorita a partir de caulinita é vista como um processo da diagênese profunda em 3,5 a 4,5 km de profundidade, entre 165°C e 200°C, para aquela caulinita recristalizada nos estágios iniciais da mesodiagênese. A cloritização de esmectita é um processo de dissolução-reprecipitação, ocorrendo de forma progressiva conforme os sedimentos são soterrados. A esmectita também se altera para clorita, conquanto haja uma abundância de alumínio na composição do arcabouço (Chang *et al.*, 1986). Uma

outra forma de cloritização da esmectita requer a perda do excesso de sílica. As fontes de ferro, magnésio e alumínio provêm da alteração de argilominerais, biotitas e grãos vulcanoclásticos, a qual quando formada por compactação, apresenta-se disseminada no arcabouço como pseudomatriz (BURNS & ETHRIDGE, 1979; SEEMAN & SCHERER, 1984).

Illita - A illita ocorre principalmente como esteiras e recobrimento na forma de palhetas ou fibrosa ao redor dos grãos do arcabouço, e como um cimento que preenche os poros. A transformação de caulinita para illita ocorre a temperaturas acima de 70°C, mas se torna pervasiva a temperaturas acima de 130°C (WORDEN & MORAD, 2003). Sua formação também advém do k-feldspato, quando este reage com caulim para produzir illita e quartzo autigênico. A presença de pseudomorfos de illita como caulinita na forma de *booklets*. Quando a illita se origina pela transformação de recobrimentos esmectíticos, isto implica que: (i) sua distribuição é relacionada às fácies, e (ii) os revestimentos ocorrem ao longo do contato entre os grãos. Devido à instabilidade ocasionada em argilominerais esmectíticos pelo soterramento profundo, pode ocorrer substituição de esmectita por illita durante a mesodiagênese. Em fácies de arenitos de planícies deltaicas são comuns revestimento de minerais argilosos illíticos.

Compactação química - Na mesodiagênese profunda, à medida que os arenitos entram em profundidades $\geq 3\text{km}$ e temperaturas $>100^\circ\text{C}$, eles podem perder dramaticamente sua porosidade e permeabilidade. Cimentação por quartzo e albita não é frequente nos arenitos estudados, sendo o carbonato o principal componente compactante. O rearranjo dos grãos e os processos de precipitação de cimento são as alterações de redução de poros mais importantes em arenitos profundamente soterrados. Cimentação por quartzo comumente ocorre próxima a estilólitos e locais de dissolução intergranular. A identificação da sílica diagenética é facilitada pelo filme de argila ou óxido de ferro, chamado *cutan*, que fica entre o grão e o cimento, marcando o contorno original do grão. A cimentação por quartzo é um processo significativo somente em temperaturas superiores a 70-80°C (e.g. GILES *et al*, 2000). Entretanto, os minerais de clorita desenvolvidos durante a mesodiagênese não permitiu o desenvolvimento de sobrecrecimentos de sílica nos arenitos. Nestes arenitos, o quartzo autigênico encontrado é principalmente pela precipitação de quartzo discreto finamente cristalino nos interstícios da rocha.

Sobrecrescimentos de albita comumente ocorrem em arenitos feldspáticos como cimento autigênico e têm sido associados à precipitação em condições eo- e mesodiagênicas (MCBRIDE *et al.*, 1987; MORAD *et al.*, 1990, 2000). O sobrecrescimento de feldspato potássico ou de albita sobre grãos detríticos de mesma composição representa a forma comum deste tipo de cimento.

Porosidade secundária - Em alguns depósitos, desenvolve-se porosidade secundária considerável devido à dissolução dos grãos do arcabouço e do cimento intergranular. A dissolução de grãos instáveis durante o soterramento inicia acima de profundidades que variam de 1,5 a 4,5 Km, onde a temperatura varia, em média, entre 50 a 150°C (WILKINSON *et al.*, 2001). Estes processos se desenvolvem principalmente devido à instabilidade de grãos por presença de ácido carboxílico durante o soterramento progressivo e presença de águas subsaturadas que reagem com estes grãos.

10.4. TELODIAGÊNESE

Fatores que controlam a distribuição espacial e temporal, e a extensão dos processos telogenéticos ocorrem abaixo de superfícies de desconformidades incluem: carga hidráulica que depende da taxa de soerguimento; regime climático; perda de porosidade e permeabilidade durante eo- e mesodiagênese; presença vs. ausência de camadas espessas e impermeáveis de pelitos como barreiras à infiltração meteórica; presença de falhas; duração de residência à exposição subaérea; e composição mineral.

Os processos telogenéticos, originados pelo soerguimento de rochas sedimentares são semelhantes aos da eodiagênese, caso mantenham-se as condições exogenéticas semelhantes ao momento da deposição dos sedimentos tornando-se, portanto, aspectos difíceis de serem distinguidos. A proximidade com a superfície irá expor um material consolidado e, talvez, diferenciado mineralogicamente dos sedimentos originais. Desta forma, poderá ocorrer a infiltração de óxido de ferro pelas águas meteóricas assim como na eodiagênese, enquanto que as feições mais distinguíveis desta fase são a dissolução de grãos e cimento carbonático nos arenitos estudados.

CAPÍTULO 11 - CONCLUSÕES

As sucessões sedimentares investigadas compreendem sistemas deposicionais reconhecidos pela definição de sete associações (AF1-AF7), cuja distribuição espacial caracteriza registra dois ciclos deposicionais típicos de bacia de ante-país (*foreland*), que da base para o topo representam a fase de sedimentação inicial (*underfilled*), sedimentação intermediária a final (*filled e overfilled*), e que são interpretadas, respectivamente, como: *Trato Depositional I (TD-I)*, *Trato Depositional II (TD-II)* e *Trato Depositional III (TD-III)*.

O TD-I compreende sistemas deposicionais de águas profundas, que inclui lobos turbidíticos distais a frontais (não canalizados), além de depósitos de canais submarinos distributários. Este sistema apresenta assembleia de litofácies compatíveis com os modelos clássicos de fácies turbidíticas de Lowe (1982), Mutti (1992) e Bouma (1962). O TD-II encerra sistema deposicional deltaico influenciado por tempestade a marinho raso. O TD-III compreende ambientes deposicionais de leques aluviais, planície fluvial e rios entrelaçados.

A disposição espacial das sucessões turbidíticas e padrões de paleocorrentes do TD-I, indicam aporte sedimentar de noroeste para sudeste oriundo de blocos continentais, como indicado pelos dados modais dos arenitos. Por outro lado, a progradação deltaica no TD-II, com direções de paleofluxo de sudeste para noroeste, atesta fontes potenciais da porção orogênica da bacia, corroborada pelos dados modais dos arenitos que fonte reciclagem de orógeno.

Mudanças na distribuição dos sistemas deposicionais e nas fontes dos sedimentos são atribuídas à história tectônica da bacia, que segundo modelos concebidos da literatura, envolveu convergente entre o Cráton Luís Alves e o Complexo Metamórfico Brusque. Neste contexto, os TD-II e TD-III representariam a passagem do estágio de bacia mais ampla, para um estágio de bacia mais restrita, tendo o Complexo Metamórfico Brusque como fonte de sedimentos, progressivamente, mais importante do que o Cráton Luís Alves.

Os constituintes autigênicos (caulinita, illita, clorita, esmectita, dickita, carbonato, quartzo, feldspato e óxido de ferro), fraturamentos transgranulares e grãos deformados, permitiram definir os estágios da eo-, meso- e telodiagênese. A eodiagênese é representada, principalmente, por infiltração de mecânica de argila,

e formação de franjas de esmectita e caulinita. A mesodiagênese é marcada pela compactação mecânica, precipitação de cimento carbonático, illitização e cloritização de grãos, fraturamentos de grãos e perda total da porosidade durante soterramento profundo (2 a 5 km e temperaturas entre 150 a 200°C). O baixo conteúdo de cimento de sílica pode ter sido inibido pela presença de matriz, rica em caulinita, que progressivamente, foi sendo transformada em dickita, illita e clorita. O estágio da telodiagênese se mostra pouco importante e foi caracterizado pela presença de óxido de ferro em porosidade secundária e dissolução de cimento durante o estágio de inversão da Bacia do Itajaí.

REFERÊNCIAS

- AGER, D.V. **The nature of the stratigraphic record**. John Wiley & Sons, New York, 2nd ed. 1981.
- ALIGNER, T., DOTT, R.H. (eds). **Processes and patterns in epeiric basins**. Sed. Geology, v. 69, 3/4, p. 165-334. 1990.
- ALBUQUERQUE, L.L.F., ARIOLI, E.E., DIAS, A.D.A., Kirchner C.A. **Geologia das quadrículas de Blumenau e Joinville, SC**. Porto Alegre, DNPM/CPRM, 101 p. (Rel. Int.). 1971.
- ALLEN, P.A., HOMEWOOD, P. & WILLIAMS, G.D. (eds.). **Foreland Basins: An Introduction**. Foreland Basins. International Association of Sedimentologists. Blackwell Scientific Publications, Oxford. 1986.
- ALLEN, P.A. & ALLEN, J.R. **Basin Analysis**, 2nd ed. Blackwell Publishing, Oxford. 549p. 2005.
- ALMEIDA, F.F.M. **Origem e evolução da plataforma brasileira**. Rio de Janeiro: DNPM. Divisão de Geologia e Mineralogia, 36 p. (Boletim, n. 241). 1967.
- ALMEIDA, F.F.M. **Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira**. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 23. Anais, Salvador, v.1: 24-46. 1969.
- ALMEIDA, F.F.M., HASUI, Y., BRITO NEVES, B.B., FUCK, R.A. **As províncias estruturais brasileiras**. In: SBG, Simp. Geol. NE, 8, Campina Grande, 1977. Atas..., Campina Grande, p. 363-391. 1977.
- ALMEIDA, F.F.M., HASUI, Y., BRITO NEVES, B.B.de, FUCK, R. A. **Brazilian structural provinces: an introduction**. Earth-Sci. Reviews, 17:1-21. 1981.
- APPI, C.J., SOUZA CRUZ, C.E. **Estratigrafia de seqüências na Bacia do Itajaí**. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36. Natal, 1990. Anais... Natal, SBG, v.1, 93-106p. 1990.
- APPI, C.J. **Análise estratigráfica da seção metassedimentar do Grupo Itajaí no estado de Santa Catarina**. Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro, 119 p. Dissertação de mestrado. 1991.
- ASHLEY, G.M. **Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem**. J. Sediment. Petrol., 60:160-172. 1990.
- BASEI, M.A.S. **O cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina**. São Paulo: Universidade de São Paulo,. 193 p. Tese de doutorado. 1985.
- BASEI, M.A.S. & TEIXEIRA, W. **Geocronologia do Pré-Cambriano/ Eopaleozóico de Santa Catarina**. In: SILVA, L.A. & BERTOLUZZI, C.A. eds. Texto Explicativo para o Mapa Geológico do Estado de Santa Catarina -1:500.000. Florianópolis, DNPM/CPRM. 3:91-130. 1987.
- BASEI, M.A.S., SIGA Jr., O., CORDANI, U.G., SATO, K., LIMA, P.S. **The magmatism of the Itajaí Basin, SC-southern Brazil, and its importance to define the Proterozoic-Phanerozoic limit**. In: II South American Symposium on Isotope Geology Extended Abstracts, Cordoba, Argentina, pp. 287-290. 1999.
- BASEI, M.A.S., SIGA Jr. O., MASQUELIN O.M., HARARA O.M., REIS NETO J.M., PRECIOZZI, P. **The Dom Feliciano Belt of Brazil and Uruguay and its foreland domain, the Rio de La Plata Craton**. In: CORDANI U.G., MILANI E.J., THOMAZ FILHO A., CAMPOS D.A. (eds.). Tectonic Evolution of South America, Rio de Janeiro, 31st. IGC, 311-334. 2000.

- BASEI, M.A.S., DRUKAS, C.O., NUTMAN, A.P., WEMMER, K., DUNYI, L., SANTOS, P.R., PASSARELLI, C.R., CAMPOS NETO, M. C., SIGA Jr., O., OSAKO, L. **The Itajaí foreland basin: a tectono-sedimentary record of the Ediacaran period, Southern Brazil.** *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* 100:543–569. 2011.
- BASILICI, G. **Depositional mechanisms and architecture in an pre-early Cambrian deep-water ramp (Apiúna Unit, South Brazil).** *Sedimentary Geology*, 187:183-204. 2006.
- BEAUMONT, C. **Foreland Basins.** *Geophys. J. R. Astronom. Soc.*, 65, 91-329. 1981.
- BEAUFORT, D., CASSAGNABERE A., Petit S. Kaolinite-to-dickite reaction in sandstone reservoirs. *Clay Mineral.*, 33, 297–316. 1998.
- BEST, J. & BRIDGE, J. **The morphology and dynamics of low amplitude bedwaves upon upper stage plane beds and the preservation of planar laminae.** *Sedimentology*, 39, 737–752. 1992.
- BHATTACHARYA, J.P. **Deltas.** In POSAMENTIER, H.W., and WALKER, R.G., eds., *Facies models revisited: Society for Sedimentary Geology Special Publication 84*, p. 237–292. 2006.
- BITENCOURT, M.F., HACKSPACHER, P.C, NARDI, L.V.S. **A Zona de Cisalhamento Major Hercino – Santa Catarina.** In: SBG, Simp. Nac. Est. Tect., 2, Atas, p. 214-216. 1989.
- BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M. e GONÇALVES, J.H. 2003. **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil.** Brasília: Editora Universidade de Brasília, v., p-55-86.
- BOGGS, Jr. S. **Petrology of Sedimentary Rocks.** Cambridge University Press, UK. 600p. 2009.
- BONACIM, E.A., MORO, R.P.X., SOARES, P.C. **Tectônica da bacia ordoviciana de Castro, Paraná.** *Bol. Paran. Geoc.*, 42:59-72. 1994.
- BORBA, C. & LOPES, O.F. **O Grupo Brusque e seu embasamento na região de Itapema (SC).** In: SBG, Simp. Sul-Brasileiro Geol., II, Atas, Florianópolis, p.24-31. 1985.
- BOUMA, A.H. **Sedimentology of Some Flysch Deposits: A Graphic Approach to Facies Interpretation.** Elsevier, Amsterdam, 168 pp. 1962.
- BRISTOW, C.S. **Brahmaputra river: channel migration and deposition.** In: Ethridge F.G., Flores R.M.; Harvey M.D. (Eds.). *Recent developments in fluvial sedimentology.* SEPM Special Publication, 39, 83-91. 1987.
- BURLEY, S.D. & WORDEN, R. **Sandstone Diagenesis: Recent and Ancient.** Reprint Series Vol. 4, International Association of Sedimentologists, Blackwell Publ. Ltd., p. 638. 2003.
- BURNS, L.K. & ETHRIDGE, F.G. **Petrology and diagenetic effects of lithic sandstones: Paleocene and Eocene Umpqua Formation, southwest Oregon.** In: *Aspects of Diagenesis*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 26 (Ed. by P.A. Scholle and P.R. Schluger), Tulsa, OK, pp. 307–317. 1979.
- CASSAGNABERE, A. **Caractérisation et interprétation de la transition kaolinite-dickite dans les réservoirs à hydrocarbures de Froy et Rind (Mer du Nord), Norvège.** PhD thesis, University of Poitiers, 238 pp. 1998.
- CASTRO, N.A., REIS NETO, J.M.dos, ASSINE, M.L. **Rochas vulcanogênicas da Formação Guaratubinha, PR.** In: SBG, Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 5, Curitiba, 1993. B. Res. e Programa..., Curitiba, p. 44-45. 1993.

- CASTRO, N.A., PINHEIRO, Jr. V., REIS NETO, J.M.dos. **Formação Guaratubinha: a importância das rochas vulcanoclásticas.** In: SBG, Congr. Bras. Geol., 38, Camboriú, B. Res. Expand...,v. 3, p. 72-73. 1994.
- CATUNEANU, O. **Principles of Sequence Stratigraphy.** 1º ed. Alberta, Canadá: Elsevier, p. 375. 2006.
- CHANG, H.K., MACKENZIE, F.T., SCHOONMAKER, J. **Comparisons between the diagenesis of dioctahedral and trioctahedral smectite, Brazilian offshore basins.** *Clay. Clay Mineral.*, 34(4), 407–423. 1986.
- CITRONI, S.B. **Bacia de Campo Alegre - SC.** Aspectos petrológicos, estratigráficos e caracterização geotectônica. São Paulo, IGc-USP, Tese Dout., 198 p. 1998.
- CITRONI, S.B., BASEI, M.A.S., SIGA, Jr.O., REIS NETO, J.M. **Volcanism and Stratigraphy of the Neoproterozoic Campo Alegre Basin, SC, Brazil.** *An. Acad. brasil. Ciênc.*, 73(4):581-597. 2001.
- CLAUER, N., RINCKENBACH, T., WEBER, F., SOMMER, F., CHAUDHURI, S. & O'NEIL, J.R. **Diagenetic evolution of clay minerals in oil-bearing Neogene sandstones and associated shales, Mahakam Delta Basin, Kalimantan, Indonesia.** *AAPG Bull.*, 83, 62–87. 1999.
- COE, J.A., KEAN, J.W., MCCOY, S.W., STALEY, D.M., WASKLEWICZ, T.A. **Chalk Creek Valley: Colorado's natural debris-flow laboratory.** In: MORGAN, L.A., & QUANE, S (eds), *Through the Generations: Geologic and Anthropogenic Field Excursions in the Rocky Mountains from Modern to Ancient: Geological Society of America Field Guide 18.* The Geological Society of America. 2010.
- COLLINSON, J.D. & LEWIN, J. (eds). **Modern and Ancient Fluvial Systems.** IAS Special Publication 6: 575 pp. 1983.
- CONDIE, K.C. **Plate tectonics and crustal evolution.** Butterworth-Heinemann, Oxford, 4th ed., 282p. 1997.
- CORDANI U.G., PIMENTEL M.M., GANADE DE ARAÚJO C.E., BASEI M.A.S., FUCHS R.A., GIRARDI V.A.V. **Was there an Ediacaran Clymene Ocean in central South America?** *American Journal of Science*, 313:517-539. 2013.
- COVEY, M. **The evolution of foreland basins to steady state:** evidence from the western Taiwan foreland basin. In: *Foreland Basins* (ed. by P.A. Allen and P. Homewood). *Spec. Publs. Int. Ass. Sediment.*, 8, 77-90. 1986.
- DARDENNE, M.A., SCHOBENHAUS, C. **Metalogênese do Brasil.** Ed. Univ. Brasília/CPRM, Brasília, 392 p. 2001.
- DA ROSA, A.L.Z. **Evidências de vida no Ediacarano Inferior da Bacia do Itajaí, SC.** Dissertação de Mestrado. Universidade do Vale do Rio dos Sinos, São Leopoldo, 56p. 2005.
- DECELLES, P.G. & GILES, K.A. **Foreland basin systems.** *Basin Research*, 8, p. 105-123. 1996.
- DELLA FÁVERA, J.C. **Fundamentos de Estratigrafia Moderna.** Rio de Janeiro: Ed UERJ. 264p. 2001.
- DICKINSON, W.R. **Plate tectonics and sedimentation.** In: Dickinson W.R. (ed) *Tectonic and sedimentation, special publication society of economic paleontologists and mineralogists*, 22. Tulsa, Oklahoma, p. 1–272. 1974.
- DICKINSON, W.R. & SUCZEK, C.A. **Plate tectonics and sandstone compositions:** *American association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 63, p. 2164-2182. 1979.

- DICKINSON, W.R., BEARD, L., BRAKENRIDGE, G.R., ERJAVEC, J.L., FERGUSON, R.C., INMAN, K.F., KNEPP, R.E.X.A., LINDBERG, F., RYBERG, P.T. **Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting**. Bulletin of the Geological Society of America, 94(2): 222. 1983.
- DICKINSON, W.R. **Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones**. Provenance of arenites, 148: 333-361. 1985.
- DUTRA, E.B. **Reconhecimento topográfico e geológico no Estado de Santa Catarina, Brasil**. DNPM/SGM. Boletim, 21:31-56. 1926.
- ENOS, P. **Quaternary depositional framework of South Florida**. Part I: Carbonate sediment accumulations of the South Florida shelf margin. Geological Society of America Memoir 147, p. 1-130. 1977.
- ETTENSÖHN, F.R. **Tectonic Control on Formation and Cyclicity of Major Appalachian Unconformities and Associated Stratigraphic Sequences**. In: Tectonic and Eustatic Controls on Sedimentary Cycles (Eds J.M. Dennison & F.R. Ettensohn), SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology, 4, 217-242. 1994.
- ETHRIDGE, F.G., FLORES, R.M., HARVEY, M.D. (eds). **Recent Developments in Fluvial Sedimentology**. SEPM Special Publication 39: 389 pp. 1987.
- FAMBRINI, G.L., JANIQUIAN, L., ALMEIDA, R.P., FRAGOSO-CESAR, A.R.S. **O Grupo Santa Bárbara (Ediacarano) na Sub-Bacia Camaquã Central, RS: estratigrafia e sistemas deposicionais**. Revista Brasileira de Geociências, v. 35, n. 2, p. 227-238. 2005.
- FERRAZ, L.C. **Excursões científicas no Estado de Santa Catarina, estudo de algumas jazidas minerais**. Anais da Escola de Minas de Ouro Preto, v. 17, p. 1-36. 1921.
- FOLK, R.L. **Petrology of Sedimentary Rocks**. Hemphill, Austin, Texas, 159 p. 1980.
- FONSECA, M.M. **Sistemas Depositionais e Estratigrafia de Sequências da Bacia do Itajaí (SC) e detalhamento do complexo turbidítico de Apiúna**. Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar) – Universidade do Vale do Rio dos Sinos, São Leopoldo. 149p. 2004.
- FRAGOSO-CESAR, A.R.S., FACCINI, U.F., Paim, P.S.G., LAVINA, E.L., ALTAMIRANO, J.A.F. **Revisão na Estratigrafia das Molassas do Ciclo Brasileiro no Rio Grande do Sul**. In: Simp. Sul-Brasileiro de Geol., 2., Anais, 477-491. 1985.
- FUCK, R.A., MARINI, O.J., TREIN, E. **A Formação Guaratubinha**. In: J.J. BIGARELLA, R. SALAMUNI, V.M. PINTO (eds). Geologia do Pré-Devoniano e intrusivas subsequentes da porção oriental do Estado do Paraná. Bol. Paran. Geoc., 23-25:237-255. 1967.
- GALLOWAY, W.E. **The Eastern Shelf: model of a progradational platform, in Permian exploration, boundaries, and stratigraphy: West Texas Geological Society and Permian Basin Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication**, p. 112–118. 1975.
- GILES, H.A., INDRELID, S.L., BEYNON, G.V., AMTHOR, J. **The origin of large-scale quartz cementation: evidence from large datasets and coupled heat-fluid mass transport modelling**. In: Quartz Cementation in Sandstones (Eds. R.H. Worden and S. Morad), *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.*, 29, 21–38. 2000.
- GRESSE, P.G., CHEMALE, Jr. F., da SILVA, L.C., WALRAVEN, F., HARTMANN, L.A. **Late- to post-orogenic basins of the Pan-African-Brasiliano collision orogen in southern Africa and Southern Brazil**. Basin Research, 8: 157-171. 1996.
- GUADAGNIN, F., CHEMALE, Jr F., DUSSIN, I.A. **Depositional age and provenance of the Itajaí Basin, Santa Catarina State, Brazil: Implications for SW Gondwana correlation**. Precambrian Research, 180, 156–182. 2010.

- HARTMANN, L.A., SILVA, L.C., ORLANDI, V. **O Complexo Granulítico de Santa Catarina**. Acta Geologica Leopoldensia, 6:94-112. 1979.
- HARTMANN, L.A., LEITE, J.A.D., SILVA, L.C.da, REMUS, M.V.D., MCNAUGHTON, N.J., GROVES, D.I., FLETCHER, I.R., SANTOS, J.O.S., VASCONCELLOS, M.A.Z. **Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understading the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil**. Austr. J. Earth Sci., 47:829-844. 2000.
- IGLESIAS, C.M.F., ZERFASS, H., SILVA, M.A.S., KLEIN, C. **Folha SG.22-Z-B Joinville**. CPRM. 2011.
- INOUE, A., **Formation of clay minerals in hydrothermal environments**. In: VELDE, B. (Ed.), Origin and Mineralogy of Clays. Springer-Verlag, Berlin, pp. 268–330. 1995.
- ISSLER, R.S. **Bacia periférica Camaquã-Itajaí: elemento tectônico desenvolvido pela tectônica de placas**. In: Simpósio Sul-brasileiro de Geologia, 2, Florianópolis, Anais... Florianópolis, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 184-198. 1985.
- KAUL, P.F.T. **Projeto Brusque - Serra do Taboleiro**. Porto Alegre, Convênio DNPM/CPRM. 282 p. 1976.
- KREBS, A.S.J., CALDASSO, A.L.S E LOPES, R.C. **Interpretação preliminar da seqüência deposicional da Bacia do Itajaí na área na Folha Botuverá-SC**. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 35. Anais.. Belém. V:2, 592-605. 1982.
- KREBS, A.S.J., CALDASSO, A.L.S., LOPES, R.C. **Interpretação preliminar da sequencia deposicional da Bacia do Itajaí na área da folha de Botuverá**. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém 1988. Anais... Belém, SBG, v. 2, p. 592-605. 1988.
- KREBS, A.S.J., LOPES, R. C., CAMOZZATO, E. **Caracterização faciológica do Grupo Itajaí na folha Botuverá (Se)**. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, 1990. Anais ... Natal: Sociedade Brasileira de Geologia, v. 1, 82-92. 1990.
- KUENEN, P.H. **Experimental turbidite lamination in a circular flume**. The Journal of Geology, 74(5), 523-545. 1966.
- JACOBI, R.D. **Peripheral bulge – a causal mechanism for the Lower/Middle Ordovician disconformity along the western margin of the northern Appalachians**. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 56, 245-251. 1981.
- JORDAN, T.E. **Retroarc Foreland and Related Basins**. In: Busby C. & Ingersoll R. (eds.), Tectonics of Sedimentary Basins: Blackwell Scientific Publications, 331-362. 1995.
- LAND, L.S. & DUTTON, S. P. **Cementation of a Pennsylvanian Deltaic Sandstone: isotopic data**. J. Sed. Petrol., 48, 1167–1176. 1978.
- LEEDER, M.R. **Sedimentology: process and product**. Londres, Chapman & Hall. 344p. 1995.
- LOWE, D.R. **Sediment gravity flows: II depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents**. J. Sed. Petrol., 52, 279–297. 1982.
- MAACK, R. **Breves notícias sobre a geologia dos estados do Paraná e Santa Catarina**. Arq. Biologia e Tecnologia (IBPT), v. II, p. 63-154. 1947.
- MACEDO, M.H.F., BASEI, M.A.S., BONHOMME, M.G., KAWASHITA, K. **Dados geocronológicos referentes as rochas metassedimentares do Grupo Itajaí (SC)**. Revista Brasileira de Geociencias, 14 (1): 30-34. 1984.
- MANTESSO-NETO, V., BARTORELLI, A., CARNEIRO, C.D.R., & BRITO NEVES, B.B. (Orgs). **Geologia do continente Sul-Americano**. Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Beca Produções Culturais Ltda. São Paulo, 647p., 2004.

- MARZO, M. & PUIGDEFABREJAS, C. (eds). **Alluvial Sedimentation**. IAS Special Publication 17: 640 pp. 1993.
- MCBRIDE, E.F., LAND, L.S., MACK, L.E. **Diagenesis of eolian and fluvial feldspathic sandstones, Norphlet Formation (Upper Jurassic), Rankin County, Mississippi, and Mobile County, Alabama**. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, **71**, 1019-1034. 1987.
- MIALL, A.D. **Lithofacies types and vertical profile models in braided rivers deposits: a summary**. In: MIAL, A. D. (Ed.) *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petrology and Geology Memoir, 5, pp.597-604. 1978.
- MIALL, A.D. **Analysis of fluvial depositional systems**. Education Course Note Series. American Association of Petroleum Geologists, 20:1-75. 1981.
- MIALL, A.D. **Principles of sedimentary basin analysis**. New York: Springer, 490 p. 1984.
- MIALL, A.D. **The Geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology**. Springer Verlag, Berlin, 582p. 1996.
- MIALL, A.D. **Collision-Related Foreland Basins**. In: Busby C.J., Ingersoll R.V. (Eds.), *Tectonics of Sedimentary Basins*, Blackwell Science, Cambridge, 393-424. 1998.
- MIALL, A.D. **The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology**. Italy, Springer Verlag, 1996, 582p. 2006.
- MIALL, A.D. & ARUSH, M. **The Castlegate Sandstone of the Book Cliffs, Utah: sequence stratigraphy, paleogeography, and tectonic controls**. *Journal of Sedimentary Research*, v. 71, p. 536-547. 2001.
- MOLENAAR, N. **The interrelation between clay infiltration, quartz cementation, and compaction in Lower Givetian Terrestrial Sandstones, Northern Ardennes, Belgium**. *J. Sed. Petrol.*, 56, 359–369. 1986.
- MORTON, A.C. **Heavy minerals in provenance studies**. In: Zuffa, G.G. (Ed.), *Provenance of Arenites*. Reidel Publ., Dordrecht, pp. 249 – 277. 1985.
- MORTON, A.C. & HALLSWORTH, C.R. **Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones**. *Sedimentary Geology*, 124(1-4): 3-29. 1999.
- MORAD, S. **Mica alteration reactions in Jurassic Reservoir Sandstones from The Haltenbanken Area, Offshore Norway**. *Clay Clay Mineral.*, 38, 584–590. 1990.
- MORAD, S., BERGAN, M., KNARUD, R., NYSTUEN, J.P. **Albitization of detrital plagioclase in Triassic reservoir sandstones from the Snorre Field, Norwegian North Sea**. *J. Sedim. Petrol.*, 60, 411-425. 1990.
- MORAD, S., BEN ISMAIL, H., AI-AASM, I.S., DE ROS, L.F. **Diagenesis and formation-water chemistry of Triassic reservoir sandstones from southern Tunisia**. *Sedimentology*, 41, 1253–1272. 1994.
- MORAD, S., KETZER, J.M., DE ROS, L.F. **Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins**. *Sedimentology*, v. 47, p. 95-120. 2000.
- MORAES, M.A.S. & DE ROS, L.F. **Infiltrated clay in fluvial Jurassic sandstones of Reconcavo Basin, northeastern Brazil**. *Journal of Sedimentary Petrology* 60,809–819. 1990.
- MUTTI, E. **Turbidite Sandstones**. Agip S.p.A, Italy, 275 pp. 1992.
- MUTTI, E. & RICCI-LUCCHI, F. **Turbidite facies and facies associations**; in *Field Trip All. 9th Int. Sed. Congr.*, Nice, 21-36. 1975.

- MUTTI, E., TINTERRI, R., BENEVELLI, G., DI BIASE, D., CAVANNA, G. **Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins**. *Marine and Petroleum Geology*, 20: 733-755. 2003.
- NAYLOR, M. & SINCLAIR, H.D. **Pro- vs. retro-foreland basins**. *Basin Research*, 20, p.258-303. 2008.
- NASCIMENTO, M.S., GÓES, A.M., MACAMBIRA, M.J.B., BROD, J.A. **Provenance of Albian sandstones in the São Luís– Grajaú Basin (northern Brazil) from evidence of Pb–Pb zircon ages, mineral chemistry of tourmaline and palaeocurrent data**. *Sed. Geol.*, 201(1-2):21-42. 2007.
- NICHOLS, G. **Sedimentology and stratigraphy**, 2nd ed. West Sussex: Wiley-Blackwell, p. 419. 2009.
- PAIM, P.S.G., LEIPNITZ, I., DA ROSA, A.A.S., DA ROSA, A.L.Z. **Preliminary report on the occurrence of *Chancelloria* sp. In the Itajaí Basin, Southern Brazil**. *Revs. Bras. de Geoc.*, São Paulo, v. 27: 03, p. 303-308. 1997.
- PELOSI, A.P. & FRAGOSO-CÉSAR, A.R. **Síntese geológica da Formação Maricá, Neoproterozóico III do Rio Grande do Sul**. In: SBG–Núcleo Nordeste, Congresso Brasileiro de Geologia, 41, João Pessoa, Anais, p. 329. 2002.
- PERROTTA, M.M., SALVADOR, E.D.; LOPES, R.C., D'AGOSTINO, L.Z., WILDNER, W., RAMGRAB, G. E., PERUFFO, N., FREITAS, M.A., GOMES, S.D., CHIEREGATI, L.A., SILVA L.C., SACHS, L.L.B., SILVA, V.A., BATISTA, I.H., MARCONDES, P.E.P. **Folha Curitiba SG-22**. In: SCHOBENHAUS, C., GONÇALVES, J.H., SANTOS, J.O.S., ABRAM, M.B., LEÃO NETO, R., MATOS, G.M.M., VIDOTTI, R.M., RAMOS, M.A.B., JESUS, J.D.A. (eds.). *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil*. CPRM, Brasília. 2004.
- PETTIJOHN, F.J. **Sedimentary Rocks**. New York, Harper & Row, 628 p. 1975.
- PETTIJOHN, F.J., POTTER, P.E., SEIVER, R. (Eds.) **Sand and sandstones**. Berlin, Springer-Verlag, 553p. 1987.
- PICKERING, K., STOW, D., WATSON, M., HISCOTT, R. **Deep water facies, processes and models**. A review and classification scheme for modern and ancient sediments. *Earth Sci. Rev.*, 23:75-174. 1986.
- PINHEIRO, Jr. A., REIS NETO, J.M. **Geologia da sequência vulcano-sedimentar da Formação Guaratubinha**. In: Univ. Fed. Paraná, Evento de Iniciação Científica, 3, Curitiba. Anais..., p. 40. 1995.
- READING, H.G. & COLLINSON, J.D. **Clastic Coasts**. In: Reading H.G. (ed.) *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, 3rd ed, Oxford, Blackwell Science, p. 154-231. 1996.
- READING, H.G. & LEVELL, B.K. **Controls on the sedimentary rock record**. In: READING H.G. (ed.) *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, 3rd ed, Oxford, Blackwell Science, p. 5-36. 1996.
- REINECK, H.E. & SINGH, I.R. **Depositional sedimentary environments**, Springer-Verlag, 439p. 1973.
- REINECK, H.E. & SINGH, I.R. **Depositional sedimentary environments** (2nd ed.): New York, Springer-Verlag, 549p. 1980.
- REYNOLDS, Jr. R.C. **Mixed layer chlorite minerals**. *Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy* 19, 601–629. 1988.

- REIS NETO, J.M., VASCONCELLOS, E.M.G., BITTENCOURT, C. **Guaratubinha Formation - PR: Petrographic characterization of the volcanoclastic rocks.** Rev. Bras. Geoc., 30(3):371-373. 2000.
- RIBEIRO, H.J.P.S. **Estratigrafia de Sequências: Fundamentos e Aplicações – São Leopoldo, RS.** Editora da Universidade do Vale do Rio Sinus, 2001. 428p. 2001.
- ROSTIROLLA, S.P. **Tectônica e sedimentação da Bacia do Itajaí - SC.** Ouro Preto, Escola de Minas, UFOP, Dissertação de Mestrado, 131 p. 1991.
- ROSTIROLLA, S.P., ALKMIM, F.F., SOARES, P.C. **O Grupo Itajaí, Estado de Santa Catarina, Brasil: exemplo de sedimentação em uma bacia flexural de ante-país.** B. Geoci. PETROBRAS, 6(3/4): 109-122. 1992.
- ROSTIROLLA, S.P., AHRENDT, A., SOARES, P.C., CARMIGNANI, L. **Basin analysis and mineral endowment of the Proterozoic Itajaí Basin, south-east Brazil,** Basin Research 11, 127-142. 1999.
- RUST, B.R. **A classification of alluvial channel systems.** In: MIAL, A.D. (Ed.). *Fluvial Sedimentology.* Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., 5, p. 187-198. 1978.
- RUST, B.R. & JONES, B.G. **The Hawkesbury Sandstone south of Sydney, Australia: Triassic analogue for the deposit of a large braided river.** Journal of Sedimentary Petrology, 57, p. 222-233. 1987.
- RYAN, P.C. & HILLIER, S. **Berthierine/chamosite, corrensite, and discrete chlorite from evolved verdine and evaporite-associated facies of the Jurassic Sundance Formation, Wyoming.** American Mineralogist 87, 1607-1615. 2002.
- SALAMUNI, R., BIGARELLA, J. J., TAKEDA, F.K. **Considerações sobre estratigrafia e tectônica da Série Itajaí.** Boletim Paranaense de Geografia, s.1.1, v. 4/5, p. 188-201. 1961.
- SCHROEDER, G. S. **Análise Tectônica da Bacia de Itajaí. Porto Alegre:** Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Dissertação de Mestrado, 109p. 2006.
- SCHWAB, F.L. **Sedimentary 'signatures' of foreland basin assemblages: Real or counterfeit?** ALLEN, P.A. & HOMEWOOD, P. (Eds). In Foreland Basins: International Association of Sedimentologists, Special Publication 8, 395-410. 1986.
- SCHULZ, Jr. A. & ALBUQUERQUE, L.F.F. **Geologia da Quadrícula de Rio do Sul, Santa Catarina.** Brasil. DNPM, Porto Alegre, 109p. 1969.
- SEEMAN, U. & SCHERER, M. **Volcaniclastics as potential hydrocarbon reservoirs.** Clay Mineral., 9, 457-470. 1984.
- SENGÖR A. M. C. **Plate Tectonics and Orogenic and Research after 25 years, a tethyan perspective.** Earth-Science Reviews, 27:1-201. SIGA, Jr. O., BASEI, M.A.S., SATO, K., CORDANI, U.G., CITRONI, S.B. 2000. U-Pb and Sm-Nd isotopic studies of Campo Alegre and Guaratubina volcanosedimentary basins, Southern Region. In: Int. Geol. Congr., 31, Rio de Janeiro. 1990.
- SHANLEY, K.W. & MCCABE, P.J. (eds.). **Relative Role of Eustasy, Climate and Tectonics in Continental Rocks.** Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ., 59, 234p. 1998.
- SINCLAIR, H.D. & ALLEN, P.A. **Vertical versus horizontal motions in the Alpine Orogenic Wedge: stratigraphic response in the Foreland Basin.** Basin Res., 4, p. 215-232. 1992.
- SIGA, Jr. O., BASEI, M.A.S., WEBER, W., SATO, K., REIS NETO, J.M., PRAZERES FILHO, H.J., NUTMAN, A.P. **The Itaiacoca Group: U-Pb (zircon) records of a**

- Neoproterozoic Basin. In: South American Symposium on Isotope, 3., Pucón, 2001. *Extended Abstract*. Pucón, Sociedad Geológica del Chile, p.245-248. 2001.
- SILVA, L. C. **Geologia do pré-cambriano/epaleozóico de Santa Catarina**. In: SILVA, L.C., BORTOLUZZI, A.A. (eds.) Texto explicativo para o mapa geológico do estado de Santa Catarina. Santa Catarina: DNPM/CRM-SC, p. 12-90. mapa: Escala 1: 500.000. 1987.
- SILVA, L.C. & DIAS, A.A. **Projeto Timbó-Barra Velha, Brasil** - Porto Alegre: Convênio DNPM/CPRM, 282 p. 1981.
- SOARES, P.C., LANDIM, P.M.B., FÚLFARO, V.J. **Avaliação preliminar da evolução geotectônica das bacias intracratônicas brasileiras**. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 28, Porto Alegre, 1974. Anais., v. 4, p. 61-83. 1974.
- SOARES, P.C. **Tectônica colisional em torno do Bloco Paraná, Brasil**. In: Congresso Latino-americano de geologia, 7, Belém, 1988. Anais... Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, v. 1, p. 63-79. 1988.
- SUMNER, E.J., TALLING, P.J., AMY, L.A., WYNN, R.B., STEVENSON, C.J., FRENZ, M. **Facies architecture of individual basin-plain turbidites: Comparison with existing models and implications for flow processes**. *Sedimentology*, 59, p. 1850-1887. 2012.
- TALLING P.J., MASSON D.G., SUMMER E.J., MALGESINI G. **Subaqueous sediment density flows: Depositional processes and deposits types**. *Sedimentology*, 59, p. 1937-2003. 2012.
- TEIXEIRA, A.L., GAUCHER, C., PAIM, P.S.G., FONSECA, M.M., PARENTE, C.V.P., SILVA, FILHO, W.F., ALMEIDA, A.R. **Bacias do Estágio de Transição da Plataforma Sul-Americana**. In: MANTESSO NETO V., BARTORELLI A., CARNEIR C.D.R., BRITO NEVES B.B. (Org.) Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da Obra de Fernando Flavio Marques de Almeida. São Paulo: Beca. 2004.
- THOMAS W.A., BECKER T.P., SAMSON S.D., HAMILTON M.A. **Detrital zircon evidence of a recycled orogenic foreland provenance for Alleghanian clastic-wedge sandstones**. *Journal of Geology* 112, 23-37. 2004.
- TUCKER, M.E. **Sedimentary petrology: an introduction**. Black Well Scientific Publications, Oxford, London. 252p. 1981.
- WALKER R.G. **Deep water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps**: American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, v. 62, p. 932-966. 1978.
- WALKER R.G. **Facies Models**. Geoscience Canada Reprint Series, Geological Association of Canada, Waterloo, Ontario 211, 317pp. 1984.
- WELTJE G.J. **Ternary sandstone composition and provenance: an evaluation of the "Dickinson model,"** in BUCCianti, A., MATEU-FIGUERAS, G., and PAWLOWSKY-GAHN, V., eds., *Compositional Data Analysis in the Geosciences: From Theory to Practice*: Geological Society of London, Special Publication 264, p. 79–99. 2006.
- WELTJE G.J. & von EYNATTEN H. **Quantitative provenance analysis of sediments: review and outlook**. *Sedimentary Geology*, 171(1): 1-11. 2004.
- WILKINSON M., MILLIKEN K.L., HASZELDINE R.S. **Systematic destruction of K-feldspar in deeply buried rift and passive margin sandstones**. *J. Geol. Soc., London*, 158: 675-683. 2001.
- WILLETT, S.D., BEAUMONT, C., FULLSACK, P. **Mechanical model for the tectonics of doubly Vergent Compressional Orogens**. *Geology*, 21, 371-374. 1993.

- WORDEN, R.H., MORAD, S. **Quartz cementation in oil field sandstones**: a review of the key controversies. In: WORDEN, R.H., MORAD, S. (Eds.), Quartz Cementation in Sandstones. International Association of Sedimentologists Special Publication 29. Blackwell Science, pp. 1–20. 2000.
- WORDEN, R.H., MORAD, S. **Clay minerals in sandstones**: controls on formation, distribution and evolution. In: WORDEN R.H., MORAD S. (Eds.), Clay Mineral Cements in Sandstones. International Association of Sedimentologists Special Publication 34. Blackwell Publishing, pp. 3–41. 2003.
- VAN KEER, I., MUCHEZ, P., VIAENE, W. **Clay mineralogical variations and evolutions in sandstone sequences near a coal seam and shales in the Westphalian of the Campine Basin (NE Belgium)**. Clay Mineral., 33, 159–169. 1998.
- VAN DER PLUIJM, B.A., CRADDOCK, J.P., GRAHAM, B.R., HARRIS, J.H. **Paleostress in cratonic North America**: implications for deformation of continental interiors. Science 277, 792–796. 1997.
- VAN HOUTEN, F.B. **The odyssey of molasse**. In MIAL, A. D. (Ed.), Sedimentation and tectonics in alluvial basins (pp. 35–48). Geological Association of Canada, Special Paper, 23. 1981.